Stratigraphie, pétrographie et structure de la boutonnière de Maquereau–Mictaw

(Région de Port-Daniel, Gaspésie)

Gilles De Broucker

MM 86-03

1987

Québec

89-03539/

Stratigraphie, pétrographie et structure de la boutonnière de Maquereau–Mictaw

(Région de Port-Daniel, Gaspésie)

Gilles De Broucker

MM 86–03

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
Sous-ministre adjoint : A.F. Laurin

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Directeur : J.-L. Caty

SERVICE DE LA GÉOLOGIE
Chef : J. Cimon

Manuscrit soumis le 85-12-30
Accepté pour publication le 86-08-26

Lecteur critique
W. B. Skidmore

Éditeur
Géomines Ltée

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DGEGM)

Le présent projet est financé par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada-Québec sur le développement minéral.

Dépôt légal - 3e trimestre 87
Bibliothèque nationale du Québec
ISBN 2-550-16582-9
©Gouvernement du Québec. 1987

RÉSUMÉ

Le Groupe de Maquereau, d'âge Hadrynien à Cambrien précoce (?), et le Groupe de Mictaw, d'âge Ordovicien moyen, font partie de la zone interne des Appalches du Québec. Ils occupent la position structurale d'une boutonnière d'environ 30 km de large, qui perce au travers de roches plus récentes d'âge Silurien.

Un copeau d'orthogneiss et d'amphibolite est coincé dans la zone de faille de la rivière Port-Daniel qui borde le Groupe de Maquereau. Ce copeau, daté de 998 Ma, témoigne de la présence du socle grenvillien.

Le Groupe de Maquereau se compose de grès feldspathique, de pélite et de conglomérat, interstratifiés avec des coulées de basalte tholéiitique. Quelques dykes nourriciers recoupent la séquence. Ces roches se sont déposées sur le socle grenvillien, dans un environnement de rift, précédant l'ouverture de l'océan proto-Atlantique.

À l'Ordovicien inférieur, le Mélange ophiolitique de Nadeau et le Mélange de la rivière Port-Daniel viennent en contact avec le Groupe de Maquereau à la faveur de la Faille de la rivière Port-Daniel. Ces deux mélanges témoignent d'un environnement aux abords d'une zone de subduction, lors de la fermeture de l'océan proto-Atlantique. Dans le Mélange ophiolitique de Nadeau, un bloc de métagrès tufacé et d'amphibolite est très semblable aux roches du Massif du Chain Lakes dans le centre-ouest du Maine. Ce bloc, qui contient des zircons de 1400 à 1800 Ma, révèle la présence d'un socle appalachien distinct du socle grenvillien.

Le Groupe de Mictaw, qui repose en discordance sur le Mélange de la rivière Port-Daniel, a été divisé en trois formations distinctes. De la base au sommet : 1) la Formation de Neckwick qui se compose d'une séquence de type flysch d'âge Llanvirnien, dérivant essentiellement d'une source volcanique, 2) le Mélange de la rivière du Milieu contenant des blocs d'origine sédimentaire dans une matrice de shale vert et noir, et 3) la Formation de Dubuc qui se compose d'une séquence de shale, de grès et de conglomérat d'âge LLandeilien à Laradocien, reposant en discordance sur le Mélange de la rivière du Milieu et qui dérive essentiellement d'une source métamorphique. Le Groupe de Mictaw correspond à des dépôts syn-orogéniques à la limite de la marge nord-américaine et proche d'une marge continentale active, lors du rapprochement, puis de la collision d'un microcontinent, le *Chain Lakes Terrane* avec le continent nord-américain.

Le copeau de socle a subi les effets de l'orogénèse grenvillienne. Le Groupe de Maquereau a été plissé dans une phase très précoce de l'orogénèse taconique (« taconique 1 ») vers la fin du Cambrien ou le tout début de l'Ordovicien précoce. À cette époque, la faille de la rivière Port-Daniel est une faille majeure de décrochement dextre. Des mylonites et des brèches tectoniques lui sont associées. À l'Ordovicien précoce, la formation du Mélange ophiolitique de Nadeau et du Mélange de la rivière Port-Daniel et le collage tectonique de ces mélanges contre le Groupe de Maquereau correspondent à la phase « taconique 2 » de l'orogénèse taconique. La première phase de plissement dans le Groupe de Mictaw (plis P_1) est attribuable à la phase « taconique 3 » de l'orogénèse taconique, à l'Ordovicien moyen, tandis que la deuxième phase de plissement dans le Groupe de Mictaw (plis P_2) est attribuable à l'orogénèse acadienne, au Dénovien moyen et tardif. L'orogénèse taconique comprend une succession de déformations, reliées du Cambrien tardif à l'Ordovicien moyen, à la fermeture de l'Océan proto- Atlantique et à la collision du *Chain Lakes Terrane* avec la marge nord-américaine.

En ce qui concerne la géologie économique, la région étudiée contient des minéralisations en cuivre, nickel, chrone, amiante et manganèse. Par ailleurs, certains grès très massifs du Groupe de Maquereau constituent d'excellents matériaux de construction pour les quais et les routes.

Table des matières

Page

GÉNÉRALITÉS 1

Présentation de l'étude 1
Situation géographique et accès 1
Topographie et hydrographie 1
Cadre géologique 2
Travaux antérieurs 5
Problèmes posés et objectifs 6
Méthodes de travail 7
Classifications utilisées 7
Remerciements 9

SOCLE PRÉCAMBRIEN (UNITÉ 1) 11

Introduction 11
Pétrographie et minéralogie 11
Géochimie 11
Datation 11
Interprétation et conclusion 12

GROUPE DE MAQUEREAU (UNITÉ 2) 15

Introduction 15
Travaux antérieurs 15
Stratigraphie 16
Traits distinctifs 16
Coupe de référence 16
Contacts et puissance 17
Âge du Groupe de Maquereau 17
Description des unités lithologiques 17
Discussion sur la stratigraphie du Groupe de Maquereau 20
Pétrographie 21
Grès du Groupe de Maquereau 21
Données qualitatives 21
Données quantitatives 21
Conglomérats du Groupe de Maquereau 22
Roches volcaniques du Groupe de Maquereau 22
Structure 23
Données géophysiques 23

Plis et éléments structuraux 23
Secteur cartographié 23
Ensemble du Groupe de Maquereau 24
Failles majeures 25
Faille de la rivière Port-Daniel 25
Échelle macroscopique 26
Échelle mésoscopique 26
Échelle microscopique 27
Âge des mouvements le long de la faille 27
Faille de Raudin 28
Faille côtière du Groupe de Maquereau 28
Failles à l'intérieur du Groupe de Maquereau 28
Brèches tectoniques associées à la Faille de la rivière Port-Daniel 29
Travaux antérieurs 29
Descriptions de terrain 29
Contact brèche-Maquereau 29
Contact brèche-Mélange de la rivière Port-Daniel 29
Contact brèche-Mictaw 30
Pétrographie et structure en lame mince 30
Métamorphisme 30
Conclusion sur les brèches 31
Conclusion 31

MÉLANGE OPHIOLITIQUE DE NADEAU (UNITÉ 3) 33
Introduction 33
Aperçu structural 34
Pétrographie et géochimie 35
Datation d'un bloc de socle 37
Comparaison avec le Mélange ophiolitique du mont de la Serpentine 38
Description 38
Comparaison 38
Interprétation et conclusion 39

MÉLANGE DE LA RIVIÈRE PORT-DANIEL (UNITÉ 4) 41
Introduction 41
Aperçu structural 41
Pétrographie et géochimie 42
Roches de failles 42
Blocs du Mélange 42
Matrice du Mélange 43
Conglomérats et grès du Mélange 44
Comparaison avec le Mélange ophiolitique de Nadeau 45
Interprétation et conclusion 45

GROUPE DE MICTAW (UNITÉS 5 À 7) 47

Introduction 47
Travaux antérieurs 47
Stratigraphie 48
Formation de Neckwick (Unité 5) 48
Travaux antérieurs 48
Traits distinctifs 48
Extension géographique et conditions d'affleurement 48
Coupe de référence 49
Contacts et puissance 49
Âge 49
Description 49
Quelques aspects sédimentologiques 51
Mélange de la rivière du Milieu (Unité 6) 52
Travaux antérieurs 52
Traits distinctifs 52
Extension géographique et conditions d'affleurement 52
Coupe de référence 52
Contacts et puissance 54
Âge 54
Description 54
Comparaison avec le Mélange de la rivière Port-Daniel 54
Formation de Dubuc (Unité 7) 55
Travaux antérieurs 55
Traits distinctifs 55
Extension géographique et conditions d'affleurement 55
Coupes de référence 55
Contacts et puissance 57
Âge 57
Description 57
Pétrographie et minéralogie du Groupe de Mictaw 58
Pétrographie de la Formation de Neckwick 58
Grès 58
Données qualitatives 58
Données quantitatives 59
Conglomérats et microconglomérats 62
Tuf acide 62
Conclusions pétrographiques 63
Pétrographie du Mélange de la rivière du Milieu 63
Pétrographie de la Formation de Dubuc 64
Shales à septaria 64
Grès 64
Données qualitatives 64
Données quantitatives 65
Conglomérats 65

Conclusions pétrographiques 66
Géochimie du Groupe de Mictaw 68
Tufs et fragments de volcanites acides de conglomérats de la Formation de Neckwick .. 68
Comparaison des grès du Mictaw avec ceux du Maquereau et des mélanges 69
Filons-couches de diabase de la Formation de Neckwick 73
Pétrographie 73
Géochimie 73
Discussion 73
Analyse structurale 74
Plis et éléments structuraux associés 74
Éléments structuraux et méthodologie 74
Étude des plis à l'échelle de l'affleurement 74
Étude des plis à l'échelle des domaines structuraux 77
Domaine 1 : Mélange de la rivière Port-Daniel 78
Domaine 2 : Groupe de Mictaw – Formation de Neckwick (nord) 78
Domaine 3 : Groupe de Mictaw – Formation de Neckwick (sud) 78
Domaine 4 : Groupe de Mictaw – Formation de Neckwick (SE) 78
Domaine 5 : Groupe de Mictaw – Mélange de la rivière du Milieu 79
Domaine 6 : Groupe de Mictaw – Formation de Dubuc 79
Domaine 7 : Groupe de Chaleurs (ouest) 79
Domaine 8 : Groupe de Chaleurs (NW) 79
Domaine 9 : Groupe de Chaleurs (nord) 79
Sommaire sur les plis 79
Failles 79
Coupes structurales 80
Interprétation et conclusion 81
Formation de Neckwick 81
Mélange de la rivière du Milieu 82
Formation de Dubuc 82

GROUPE DE CHALEURS (UNITÉ 9) 83
Introduction 83
Stratigraphie 83
Structure 84
Plis 84
Failles 84

CORRÉLATONS 87
Socle grenvillien 87
Groupe de Maquereau 87
Groupe de Mictaw 88
Formation de Neckwick 88
Mélange de la rivière du Milieu 89
Formation de Dubuc 90

Zones de mélange 90
Mélange ophiolitique de Nadeau 90
Mélange de la rivière Port-Daniel 90
Conclusion : nouveau tracé de la ligne Baie Verte – Brompton 90

ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DE LA BOUTONNIÈRE DE MAQUEREAU – MICTAW 93
Évolution paléogéographique 93
Socle grenvillien 93
Groupe de Maquereau 93
Mélange ophiolitique de Nadeau 93
Mélange de la Rivière Port-Daniel 94
Groupe de Mictaw 94
Séquence Ordovicien supérieur – Carbonifère 96
Modèle Proposé 96
Discussion 97
Évolution structurale 99

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE 105
Minéralisations 105
Groupe de Maquereau 105
Mélange ophiolotique du ruisseau Nadeau 105
Mélange de la rivière Port-Daniel 105
Groupe de Mictaw 105
Matériaux de construction 105

CONCLUSION GÉNÉRALE 107

RÉFÉRENCES 109

ANNEXES

1 – Localisations en cordonnées UTM 117
2 – Analyse à la microsonde d'amphiboles 119
3 – Analyses chimiques de volcanites basiques, de blocs ophiolitiques et de roches du socle 121
4 – Analyses chimiques de granitoïdes des mélanges 123
5 – Analyses chimiques de tufs acides et de diabases de la Formation de Neckwick 125
6 – Analyse chimique de grès 127
7 – Analyses modales de grès 129
8 – Moyenne des paramètres Q.F.L-Qm.F.Lt et Qp.Lv.Ls pour les grès de la région ... 131
9 – Composition des plagioclases dans un métagrès du Mélange ophiolitique de Nadeau . 133
10 – Paléocourants dans la Formation de Neckwick 135
11 – Liste des fossiles identifiés dans le Groupe de Mictaw 137
12 – Planches 1 à 22 139

CARTES

No. 2039A – Géologie des groupes de Maquereau et de Mictaw
Région de Port-Daniel (1:20 000) . . . . . hors texte
No. 2039B – Légende, coupes structurales et colonne stratigraphique des groupes
de Maquereau et de Mictaw . . . . . hors texte
No. 2039C – Orientation des éléments structuraux dans les groupes de Mictaw
et de Chaleurs . . . . . hors texte

Présentation de l'étude

Nous avons cartographié les Groupes de Maquereau et de Mictaw au cours des étés 1982 à 1984. Cette étude a été réalisée dans le cadre des projets de cartographie du Service de la géologie du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Des résultats préliminaires de cette étude ont déjà été diffusés (De Broucker, 1983 a, b et 1984 a, b).

La cartographie des groupes de Maquereau et de Mictaw, a déjà été effectuée dans les années 1960 (Ayrton, 1967), à une époque ou le Cambro-Ordovicien* des Appalaches était encore peu connu. Entre 1970 et 1980, la connaissance de la stratigraphie cambro-ordovicienne du nord de la Gaspésie (Biron, 1982 et Beaudin, 1984), du Bas Saint-Laurent (Vallières, 1984) et des Cantons de l'Est (St-Julien *et al.*, 1972) s'est précisée. Une synthèse des Appalaches cambro-ordoviciennes du Québec a été effectuée par St-Julien & Hubert (1975).

Dans ce nouveau contexte, les groupes de Maquereau et de Mictaw nécessitaient d'être étudiés en détail pour permettre de les situer au sein de la séquence cambro-ordovicienne des Appalaches. Pour cette raison, nous avons recartographié en détail le Mictaw et une partie du Maquereau. Le présent travail a servi de base à un projet de doctorat à l'Université Laval.

Situation géographique

Le secteur étudié se trouve dans les Appalaches du Québec, dans la partie SE de la péninsule gaspésienne (figure 1). Il recoupe les cantons de Port-Daniel et de Weir, région de Gaspé-Est, entre les latitudes 48° 10' et 48° 22' et les longitudes 64° 54' et 65° 06', ce qui donne une superficie d'environ 345 km^2 (23 x 15 km). Ce secteur comprend une partie des feuillets suivants du système de référence topographique fédéral (S.N.R.C.) : 22 A/2 NW, 22 A/3 NE, 22 A/6 SE et 22 A/7 SW. Cette région s'étend à l'ouest de la ville de Chandler qui comptait 3950 habitants en 1983, et au nord des localités de Port-Daniel-Est et Port-Daniel-Ouest qui comptaient 2000 habitants la même année (figure 2). La déclinaison magnétique au centre de la carte était de 21° ouest en 1984, par rapport au nord du quadrillage UTM. C'est une région très boisée par des conifères et des feuillus. L'altitude moyenne est de 250m.

L'accès à cette région se fait par la route 132 qui longe la côte gaspésienne. Grâce aux nombreux chemins forestiers, le secteur cartographié est très accessible en véhicule tout terrain (figure 2). Deux chemins donnent accès aux ruisseaux qui drainent le Groupe de Mictaw. On accède au premier par la route Legrand qui longe la rivière Port-Daniel du Milieu et au deuxième par la route de la réserve de Port-Daniel. Le secteur occupé par le Groupe de Maquereau a été le lieu de coupes de bois intensives, lesquelles sont à l'origine d'un réseau de chemins très dense. On y accède soit par la route de la réserve de Port-Daniel, soit à partir de Chandler, par la route qui longe le lac des Sept-Iles. Beaucoup d'affleurements du Groupe de Maquereau sont localisés en dehors des chemins tracés sur la carte géologique (hors-texte). Ils sont situés sur des chemins utilisés pour la coupe de bois, trop nombreux pour être mis en carte. Une photographie aérienne à l'échelle de 1/40 000 (no Q79854-05) du MER indique la localisation de ces chemins. La région la plus inaccessible demeure le coin NW, incluant le Mélange ophiolitique de Nadeau (unité 3) et les roches siluriennes (unité 9). Cette région a partiellement été couverte en hélicoptère. On accède péniblement au Mélange ophiolitique de Nadeau par un chemin pour véhicule tout terrain, après avoir traversé les villages de Paspébiac et de Saint-Jogues.

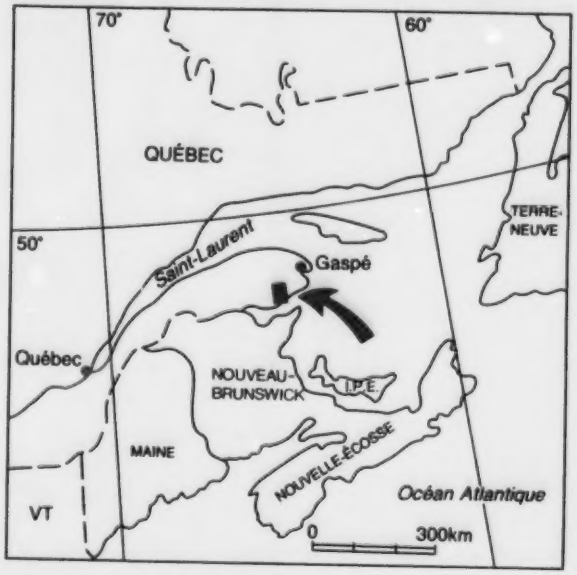


FIGURE 1 – Localisation de la région étudiée.

Topographie et hydrographie

Dans la baie de Port-Daniel, la topographie du Groupe de Mictaw s'élève tranquillement vers le NW et parvient à un plateau qui culmine à environ 250-300 m d'altitude. Vers l'ouest, la topographie s'élève encore da-

* Note : Le terme Cambro-Ordovicien est un terme général pour désigner une séquence lithostratigraphique qui s'étend de la fin du Protérozoïque jusqu'à l'Ordovicien moyen.

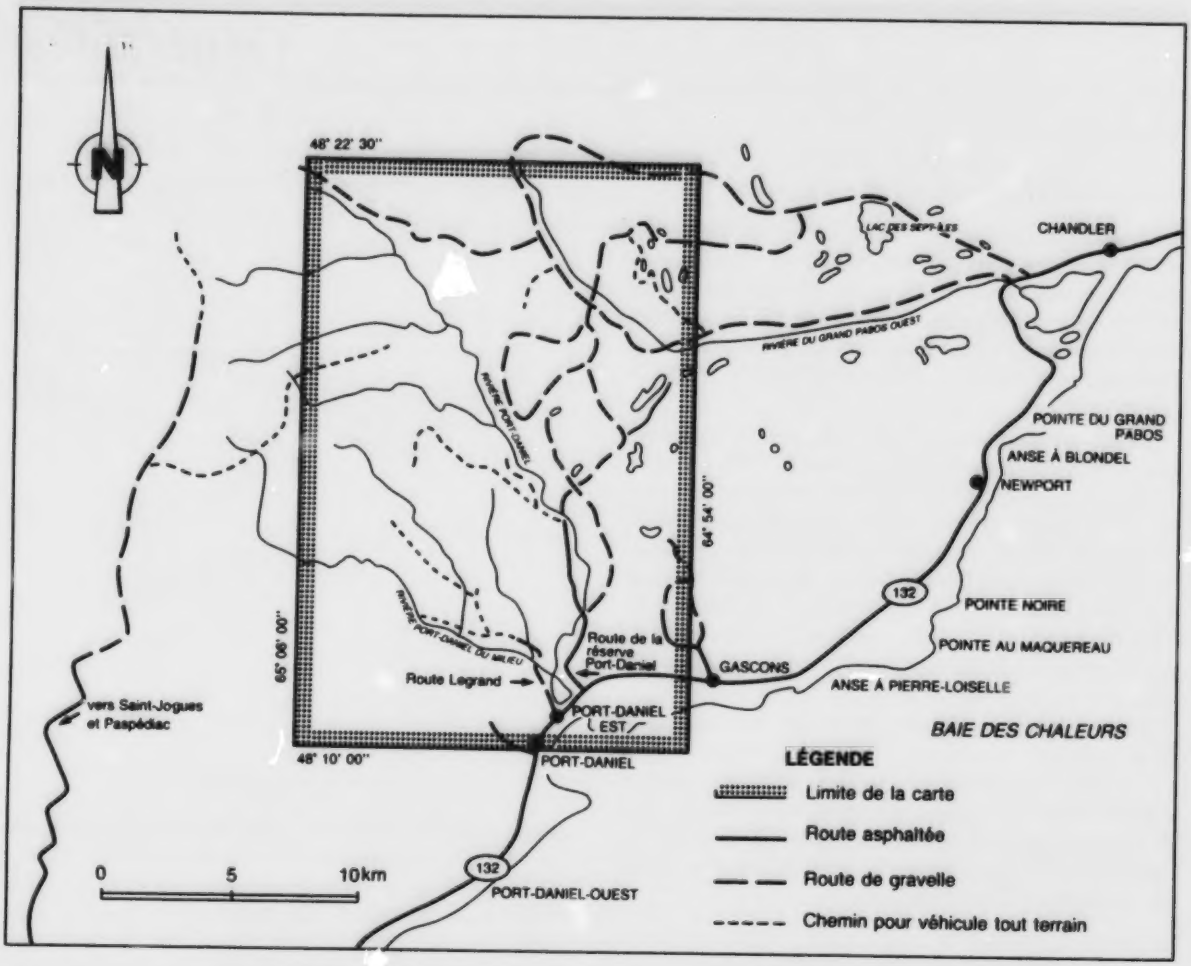


FIGURE 2 – Localisation du secteur cartographié et principaux accès.

vantage pour atteindre 500 à 600 m. La rivière Port-Daniel (anciennement rivière Port-Daniel Nord), le ruisseau de la Grande Fourche, le ruisseau Neckwick (anciennement ruisseau Mictaw), la rivière Port-Daniel du Milieu, et leurs affluents, entaillent fortement ce plateau. Ces cours d'eau se jettent dans la baie de Port-Daniel. Ils sont tous praticables à pied.

Le Groupe de Maquereau forme un plateau très peu entaillé par les cours d'eau, qui s'élève tranquillement vers l'ouest et atteint une altitude moyenne de 250 m dans le secteur cartographié. Ce plateau est parsemé de petits lacs, de marécages et de collines. La rivière du Grand Pabos Ouest est le principal cours d'eau et se jette dans la baie du Grand Pabos, à Chandler

Il est intéressant de remarquer à quel point les grands traits morphologiques de cette région permettent de distinguer les différents ensembles géologiques et leurs structures majeures (figure 3). Les limites du Groupe de Maquereau apparaissent très nettement. Celui-ci a une forme ovoïde et montre plusieurs plissements. Le Groupe de Mictaw est lui aussi bien délimité ; sa structure apparaît complexe. Par contre, la structure des roches entourant les groupes de Maquereau et de Mictaw est beaucoup plus simple.

Cadre géologique

La région étudiée se situe dans la province géologique des Appalaches, plus précisément au sein du segment gaspésien des Appalaches du Québec. Du nord au sud, quatre bandes bien distinctes divisent la péninsule gaspésienne (figure 4).

La première bande, d'environ 30 km de large, est occupée par des roches d'âge Cambro-Ordovicien, bordant le fleuve Saint-Laurent, qui constituent le *Super-Groupe de Québec* (Logan, 1863). On y distingue plusieurs nappes mises en place vers le NE durant l'orogénèse taconique (Biron, 1974). La Faille des Chic-Chocs sud et une discordance séparent ces roches du *Synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley*, lequel forme une seconde bande d'environ 60 km de large. Ce synclinorium est composé de roches sédimentaires et, localement, de volcanites, d'âge Silurien à Dévonien moyen. L'*Anticlino-*

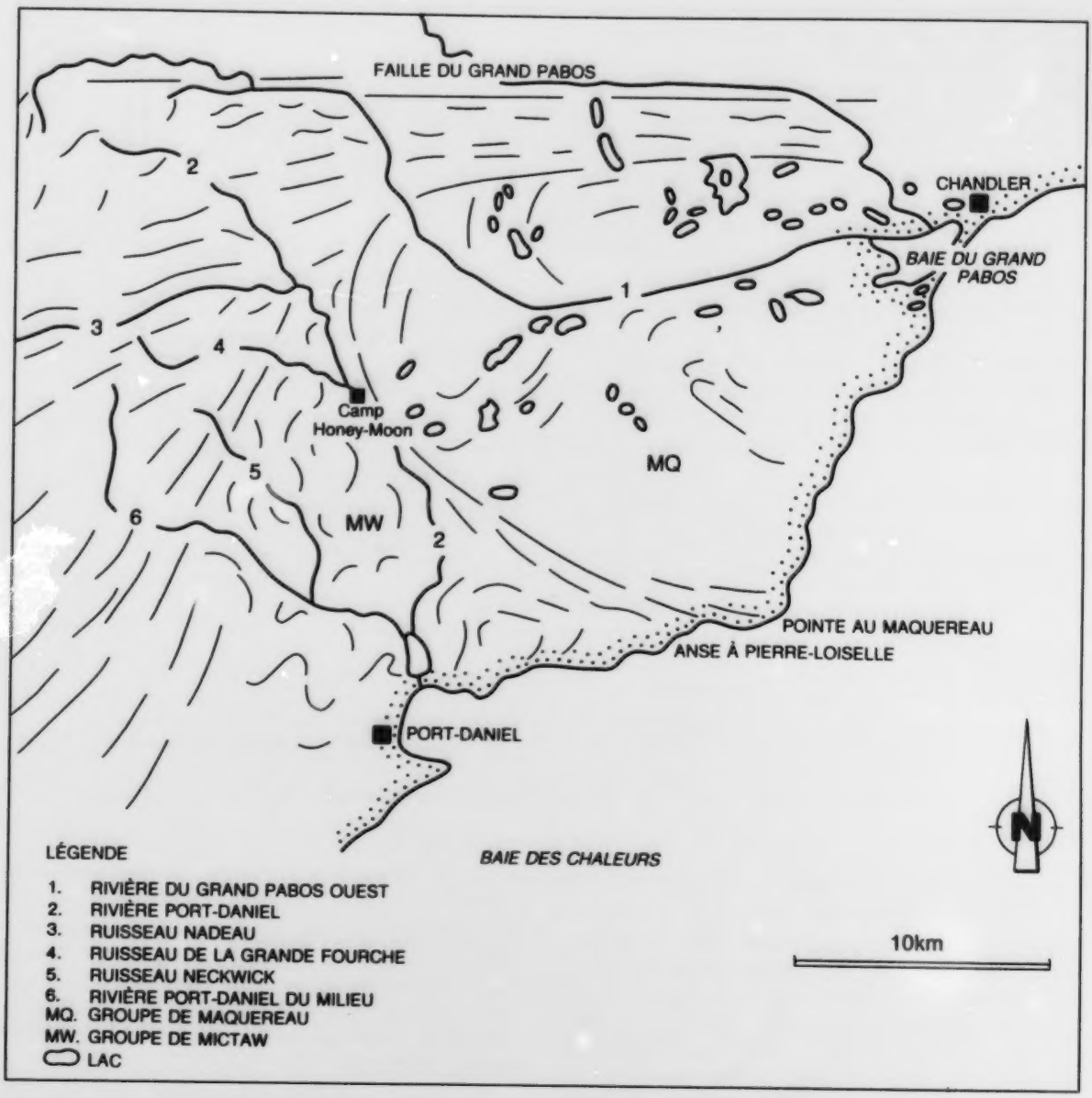


FIGURE 3 – Esquisse morphologique de la région et localisation des principaux cours d'eau (d'après la carte 22A au 1/250 000 du Joint Operations Graphic, Air)

rium d'Aroostook-Percé borde au sud cette deuxième bande. D'une largeur moyenne de 20 km, il se compose essentiellement de roches sédimentaires d'âge Ordovicien supérieur à Silurien inférieur, correspondant aux groupes d'Honorat et de Matapédia. La côte sud de la péninsule est occupée par la quatrième bande : le *Synclinorium de la Baie des Chaleurs* qui se compose de roches sédimentaires et, localement, de volcanites d'âge Silurien, correspondant au Groupe de Chaleurs. C'est dans la partie est de cette quatrième bande que perce la « boutonnière de Maquereau-Mictaw », d'âge Précambrien à Ordovicien moyen. Enfin, des roches d'âge Carbonifère recouvrent les strates plus anciennes, le long de la côte sud de la péninsule, et constituent la Formation de Bonaventure.

On distingue dans les Appalaches québécoises trois grandes périodes : 1) la période cambro-ordovicienne qui se termine à l'Ordovicien moyen et supérieur par l'orogénèse taconique ; 2) la période siluro-dévonienne qui se termine au Dévonien moyen par l'orogénèse acadienne ; et 3) la période carbonifère qui n'est affectée, dans notre région, par aucune déformation importante. Dans cette étude, nous nous concentrerons sur la période cambro-ordovicienne et sur l'orogénèse taconique.

Les groupes de Maquereau et de Mictaw affleurent donc comme un bloc structural ancien, de 20 à 30 km de

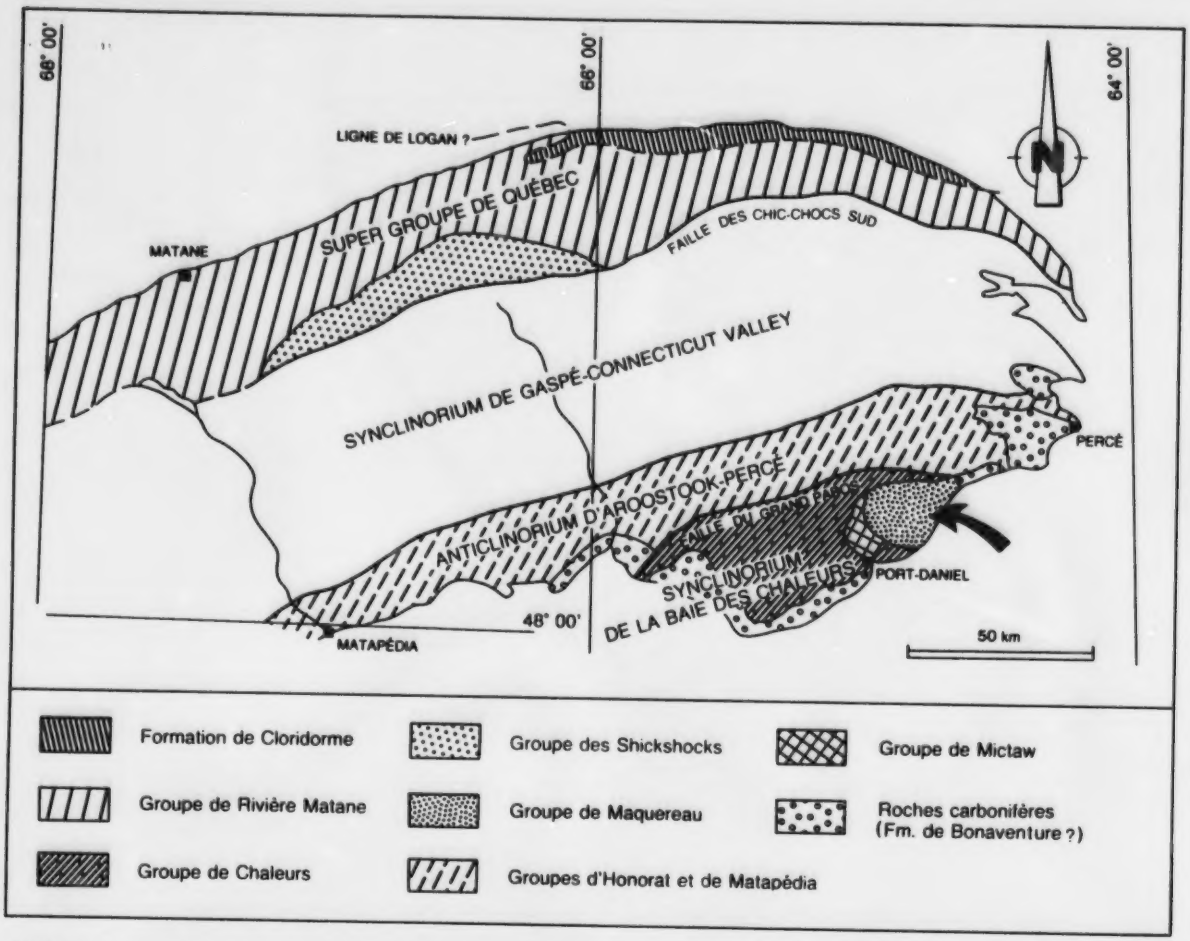


FIGURE 4 – Situation géologique des Groupes de Mictaw et de Maquereau dans la péninsule gaspésienne (carte modifiée d'après St-Julien & Hubert, 1975). La flèche pointe la région étudiée.

diamètre, entouré par des roches plus récentes d'âge Silurien. Discordances et failles marquent les contours de cette boutonnière. La figure 5 montre les principales unités lithostratigraphiques présentes au sein de cette boutonnière. Ces unités seront décrites successivement dans les différents chapitres du présent rapport.

À la base de la séquence, affleurent un orthogneiss associé à une amphibolite qui témoignent de la présence du socle grenvillien. Le Groupe de Maquereau, d'âge Hadrynien à Cambrien inférieur (?), se compose de grès feldspathique, de conglomérat, de pélite et de basalte tholéiitique, déposés sur le socle grenvillien. La Faille de la rivière Port-Daniel sépare le Groupe de Maquereau du Mélange de la rivière Port-Daniel (nouveau nom), d'âge Ordovicien inférieur, qui comprend des blocs ignés et sédimentaires dans une matrice essentiellement sédimentaire. Un autre mélange affleure au sud de la faille de la rivière Garin, dans le coin NW de la carte géologique (hors-texte 2039A). Il est entouré de roches siluriennes et ne présente pas de contacts avec les groupes de Maquereau et de Mictaw. C'est le Mélange ophiolitique de Nadeau (nouveau nom) que nous attribuons également à l'Ordovicien inférieur (?). Il se compose de blocs métamorphiques et ignés dans une matrice de péridotite tectonique, fortement serpentinisée. La séquence se poursuit par le Groupe de Mictaw, d'âge Ordovicien moyen, que nous avons divisé en trois formations : la Formation de Neckwick, le Mélange de la rivière du Milieu et la Formation de Dubuc.

La *Formation de Neckwick* (nouveau nom) repose en discordance sur le Mélange de la rivière Port-Daniel et se compose d'un flysch Ilanvirnien. On y rencontre des grès argileux lithiques en bancs épais, des microconglomérats, des shales et quelques horizons de tuf acide. Le *Mélange de la rivière du Milieu* (nouveau nom), en contact de faille avec la Formation de Neckwick, correspond à un mélange sédimentaire composé de blocs de grès et de siltstone calcaro-dolomitique, dans une matrice de mudshale vert et noir. Enfin, la *Formation de Dubuc* (nouveau nom), qui se compose d'une séquence de mudshale, de grès et de conglomérat d'âge Llandeilien à Caradocien, repose en discordance sur le Mélange de la rivière du Milieu. Les roches du Groupe de Chaleurs, d'âge Silurien, reposent en discordance sur les groupes de Maquereau et de Mictaw, ainsi que sur le Mélange ophiolotique de Nadeau.

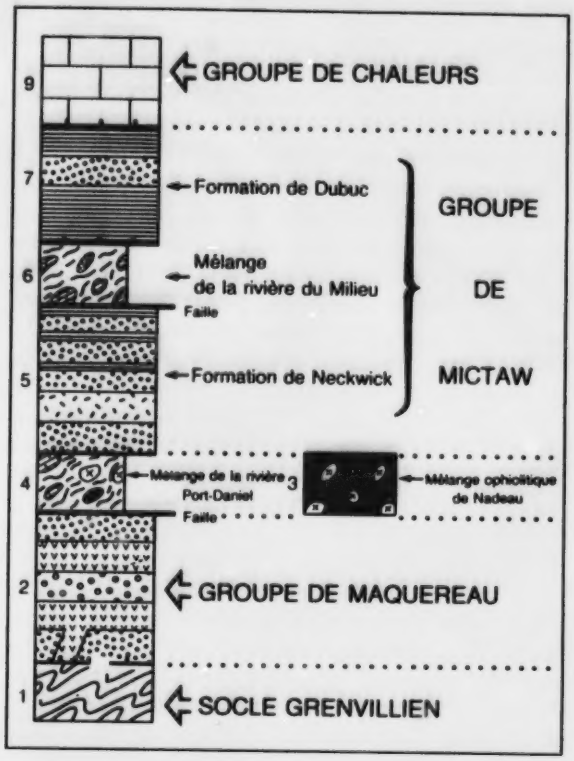


FIGURE 5 – Colonne stratigraphique simplifiée de la région étudiée.

L'évolution du Cambro-Ordovicien des Appalaches comprend deux étapes importantes auxquelles sont associés des environnements différents. Il y a eu successivement ouverture puis fermeture d'un océan appelé proto-Atlantique ou Iapetus (Wilson, 1966). Nous allons montrer que le Groupe de Maquereau correspond à la phase d'ouverture de cet océan, dans un environnement de rift, sur le socle grenvillien. Nous allons également montrer que le Mélange ophiolitique de Nadeau, le Mélange de la rivière Port-Daniel et le Groupe de Mictaw sont liés aux épisodes de la fermeture de cet océan proto-Atlantique.

Travaux antérieurs

Sir William Logan (1846, pp. 56-57) a été le premier à étudier la géologie de la région de Port-Daniel ; après lui, plusieurs géologues se sont succédés.

Ells (1883) a examiné les roches au voisinage de la pointe au Maquereau et le long de la rivière Port-Daniel Nord.

Alcock (1926) a comparé les roches du Maquereau à la séquence volcano-sédimentaire du lac Matapédia, dans le NW de la Gaspésie.

Schuchert & Dart (1926) ont essentiellement examiné le Groupe de Chaleurs dans la région de Port-Daniel – Gascons.

Parks (1930) a décrit les travaux faits sur les schistes bitumineux du « Groupe de Mictaw » et a donné une description du contact Maquereau-Mictaw. Il a aussi publié les descriptions de Northrop sur le Groupe de Mictaw. Parks (1931) a décrit la géologie générale de la Gaspésie.

Alcock (1935) a résumé la géologie de la région de la baie des Chaleurs. Son rapport contient une carte géologique donnant, pour la première fois, une bonne idée de l'extension des groupes de Maquereau et de Mictaw.

Kindle (1936) a publié une carte géologique de la partie SE de la Gaspésie avec une brève description lithologique.

Northrop (1939) a étudié le Silurien de la région de Port-Daniel et des Caps Noirs. Il donne une description du Groupe de Maquereau et de la « Série de Mictaw ». Le même auteur a publié, en 1940, le premier rapport sur la faune du Groupe de Mictaw.

Dresser & Denis (1946) ont donné un résumé de la géologie du Maquereau et du Mictaw.

Hannah (1954) a été le premier à étudier en détails la « Série de Maquereau » dans le cadre d'un doctorat ; il a décrit la pétrologie et la structure d'ensemble du Maquereau.

Badgley (1956) a cartographié et décrit une partie du Groupe de Mictaw à l'intérieur de sa carte de la région de New-Carlisle.

Arbour (1962) a étudié, dans le cadre d'une maîtrise, les roches du « Complexe de la rivière Port-Daniel-Nord », au contact Maquereau-Mictaw.

Ayrton (1967) a cartographié en détail la région de Chandler–Port-Daniel. Sa carte géologique a servi de base à notre étude. Son mémoire de doctorat porte sur l'analyse structurale de cette région (Ayrton, 1964).

Bourque & Lachambre (1980) ont étudié la stratigraphie du Groupe de Chaleurs et discuté brièvement des relations avec les groupes de Maquereau et de Mictaw.

Ringele (1982), dans le cadre d'une maîtrise, a fait une étude structurale du Maquereau le long de la côte.

Caron (1984) a cartograhié, a l'échelle de 1/20 000, la partie est du Groupe de Maquereau.

Nous venons de dresser une liste des travaux effectués dans cette région. Nous citerons et discuterons plus en détail des travaux antérieurs, chapitre par chapitre, en fonction de l'unité lithostratigraphique décrite. Nous souhaitons ici mettre l'accent sur deux points d'intérêt régional, à savoir les discordances et l'âge des déformations dans la boutonnière de Maquereau-Mictaw.

Dès les premières descriptions sur la géologie de la région de Port-Daniel, on note l'importance des discordances. En effet, à l'ouest de la pointe au Maquereau, Logan a remarqué la double discordance affleurant sur moins d'un kilomètre dans l'anse à Pierre-Loiselle : *« The Metamorphic Strata of Cape Macquereau (...) are seen to be unconformably overlaid by an Upper Silurian Limestone,*

which in its turn supports an unconformable Carboniferous conglomerate » (Logan, 1846, p. 52 et 1864, p. 272) (figure 6). Un conglomérat carbonifère identique repose en discordance sur le Groupe de Maquereau, à l'est de Chandler (Alcock, 1935, p. 9), et dans la région de Newport (Ayrton, 1967, p. 47). Dans la région de Clemville, à l'ouest de Port-Daniel, Schuchert & Dart (1926, p. 37) notent un contact « probablement » discordant entre l'Ordovicien (Groupe de Mictaw) et le Silurien (Groupe de Chaleurs). Cette discordance a été confirmée par Bourque (1980, pp. 5 et 7). Enfin, Alcock (1935, p. 10) parle d'un contact discordant entre le Maquereau et le Mictaw : « *The Macquereau Group lies unconformably below the Mictaw series* ».

FIGURE 6 – Discordances angulaires décrites par Logan (1846) à l'anse à Pierre-Loiselle, 10 km à l'est de Port-Daniel (voir figure 4).
A – Discordance du Groupe de Chaleurs (Silurien) sur le Groupe de Maquereau (Hadrynien à Cambrien inférieur).
B – Discordance du conglomérat carbonifère sur le Groupe de Chaleurs (Silurien). Dessin P. Hernandez.

La région de Port-Daniel montre des évidences de déformations à plusieurs époques. Les discordances angulaires observées dans cette région soulignent ces étapes de déformation.

Les roches du Groupe de Maquereau ont été déformées et métamorphisées avant le dépôt du Groupe de Mictaw (Alcock, 1935, p. 10 ; Parks, 1931, p. 789), ce qui a conduit à invoquer une orogénèse plus ancienne que l'orogénèse taconique (Schuchert & Dart, 1926, p. 39 ; Alcock, 1935, p. 10 ; Northrop, 1939, p. 10 ; Ayrton, 1967, p. 8). Cette orogénèse ancienne est assignée au Cambrien par Alcock (1935, p. 11) et Hannah (1954, p. 117) et à la fin du Cambrien par Northrop (1939, p. 10). Cet épisode de déformation a été appelé « orogénèse gaspésienne » par Ayrton (1967, p. 8).

Les roches du Groupe de Mictaw, beaucoup moins déformées que celles du Maquereau, montrent des plissements plus complexes que dans le Groupe de Chaleurs, d'âge Silurien (Northrop, 1939, p. 11), d'où un épisode de déformation pré-Silurien et post-Ordovicien moyen attribué à l'orogénèse taconique (Northrop, 1939, p. 12 ; Badgley dans Hannah, 1954, p. 117 ; Badgley, 1956, p. 26 ; Ayrton 1964, p. 35).

L'orogénèse acadienne, au Dévonien supérieur, a plissé les strates siluriennes du Groupe de Chaleurs et les strates plus anciennes (Northrop, 1939, p. 17 ; Ayrton, 1967, p. 78), mis à part le Groupe de Maquereau qui n'a pas été affecté par les plissements acadiens (Ayrton, 1967, p. 78). De plus, selon Hannah (1954, p. 133) : « *The Acadian Orogeny appears to have produced many block faults* ». De petits réajustements post-carbonifères, le long de la Faille du Grand Pabos, qui se situe 1 km au nord du secteur cartographié (figure 4), ont déplacé la Formation de Bonaventure, d'âge Carbonifère (Ayrton, 1967, p. 73).

Problèmes posés et objectifs

Une revue détaillée des travaux antérieurs nous a permis, dans un premier temps, de mieux identifier les problèmes posés dans la région de Port-Daniel et dans un deuxième temps, de préciser les objectifs de notre étude.

Les travaux de 1846 à 1946 ont traité essentiellement des problèmes de l'âge et des relations stratigraphiques entre les groupes de Maquereau, de Mictaw et les roches avoisinantes, sans aucune étude de détail sur ces deux groupes. Hannah (1954) a décrit la pétrographie des roches du Maquereau avec une esquisse structurale plutôt douteuse. Ayrton (1967) a fait la première carte de détail de la région de Port-Daniel. Son but principal était : « l'étude du Groupe de Maquereau et de ses relations avec les unités paléozoïques environnantes » ; il a donc mis l'accent sur l'analyse structurale (Ayrton, 1964). Néanmoins, à partir de sa carte, il est apparu qu'une bonne compréhension structurale de la région nécessiterait une étude plus détaillée, essentiellement dans la partie ouest du Maquereau et dans le Mictaw. Un premier problème concernerait donc la cartographie de la région qu'il est nécessaire d'effectuer en plus grand détail pour résoudre les incertitudes structurales et préciser la stratigraphie existante.

Plusieurs questions n'ont été que très peu abordées dans les travaux antérieurs. Ces questions concernent :
- le socle des groupes de Maquereau et de Mictaw ;
- la source et l'environnement de formation du Groupe de Maquereau ;

- la source et l'environnement de formation du Groupe de Mictaw ;
- la situation des groupes de Maquereau et de Mictaw au sein de l'orogène appalachien.

Enfin, les points suivants ont été abordés, mais méritaient, à notre avis, d'être étudiés à nouveau, soit :

- l'interprétation de la « Serpentinite du canton de Weir » et du « Complexe de la rivière Port-Daniel Nord » ;
- les processus de déformation responsables de la structure complexe observée dans le Groupe de Maquereau ;
- la structure du Groupe de Mictaw et l'âge de ce groupe ;
- la nature des failles limitant le Groupe de Maquereau et l'origine des brèches qui leur sont associées.

Les premiers travaux de terrain ont révélé une stratigraphie toute nouvelle, qui a orienté notre travail. Le premier objectif de cette étude concerne donc l'étude détaillée du Groupe de Mictaw, incluant la cartographie, une étude stratigraphique, pétrographique et structurale, avec quelques données géochimiques et sédimentologiques. Cette étude détaillée du Groupe de Mictaw fait l'objet d'un chapitre de ce rapport.

Notre deuxième objectif concerne : le problème du socle, la stratigraphie et la structure du Groupe de Maquereau et, enfin la signification de la « Serpentinite du canton de Weir » et du « Complexe de la rivière Port-Daniel Nord ». Nous traiterons de ces divers aspects respectivement dans les quatre premiers chapitres de ce rapport.

Il est important de souligner que la poursuite de ces deux objectifs a été grandement facilitée par les bons accès (chemin forestiers) qui existent aujourd'hui dans le Groupe de Mictaw et surtout dans la partie ouest du Groupe de Maquereau. Ceci a eu pour conséquence d'augmenter la quantité d'informations disponibles et a permis une meilleure compréhension structurale.

Méthodes de travail

Le travail a débuté dans le Groupe de Mictaw en 1982 (De Broucker, 1983a, 1983b), avec un seul assistant, de façon à ce que l'auteur puisse contrôler personnellement toutes les données. Il s'est poursuivi en 1983 et 1984 (De Broucker, 1984a, 1984b), avec des équipes plus nombreuses (respectivement 6 et 4 personnes), afin de couvrir plus de territoire au sein des groupes de Mictaw, de Maquereau et de Chaleurs.

La région cartographiée est fortement boisée. Les meilleurs affleurements se rencontrent le long des cours d'eau, qui sont tous praticables à pieds. D'autres affleurements se situent le long des chemins forestiers et dans les bûchers (Groupe de Maquereau) et, plus rarement, sur des escarpements et des crêtes dépourvus de végétation (Mélange ophiolitique de Nadeau et Groupe de Maquereau). Pour effectuer une cartographie de détail, les affleurements le long des cours d'eau et des chemins forestiers ont pratiquement tous été visités.

Les cheminements ont été faits au pas et à la boussole de façon à contrôler en tout temps notre position. Les affleurements ont été positionnés sur photos aériennes au 1/15 000 (M.E.R.Q., 1975) puis reportés à l'aide d'une chambre claire sur fond topographique au 1/20 000. Chaque affleurement est numéroté et une fiche décrit toutes ses caractéristiques (lithologie, structure, composition...). On a reporté la lithologie, les symboles structuraux et les contacts sur une deuxième couche ; l'interprétation se faisait sur une troisième couche. Une étude de photo-interprétation sur les photos aériennes au 1/40 000 (M.E.R.Q., 1979) a permis de précisier les structures majeures.

En plus du travail de cartographie, dans lequel nous avons cherché à distinguer les différentes unités lithologiques ayant une étendue cartographiable, des coupes ont été levées pour illustrer les principales unités des groupes de Maquereau et de Mictaw.

Les données structurales (planaires et linéaires) ont été compilées et reportées sur des canevas équiaires, dans le cas du Groupe de Mictaw et du Groupe de Chaleurs (carte 2039C, hors-texte). Pour étudier la pétrographie des roches cartographiées, nous avons examiné 320 lames minces. Quatre-vingt analyses chimiques ont été effectuées par le Centre de Recherche Minérale du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. À l'aide de toutes ces données, nous avons dressé la carte géologique et les coupes structurales (hors-texte). Nous avons aussi utilisé ces données pour la rédaction des quatre premiers chapitres.

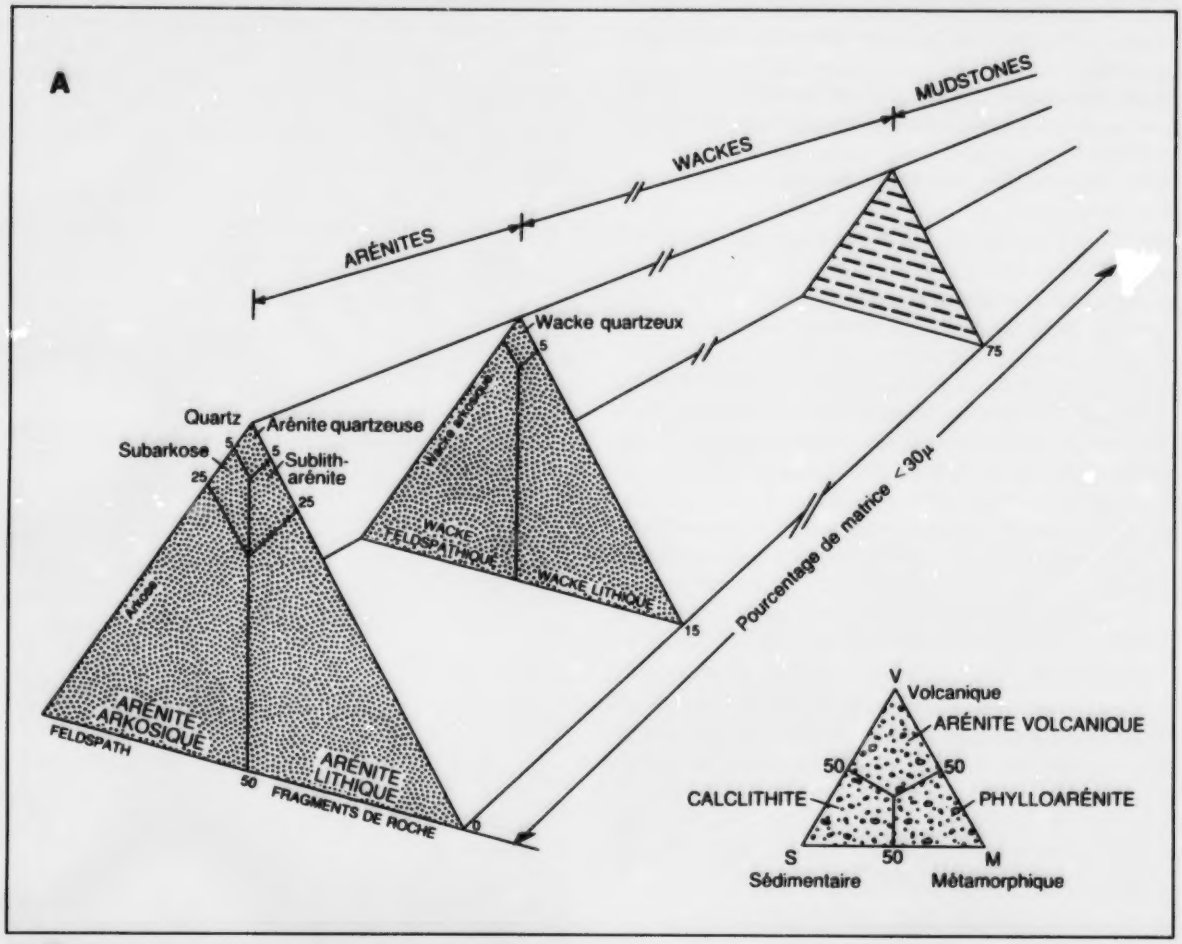
Classifications utilisées

Pour les roches terrigènes, nous avons utilisé l'échelle granulométrique de Wentworth (1922) complétée par Vallières (1984). Suivant Folk (1974), nous appelons conglomérat, une roche consolidée contenant 30% et plus de particules d'un diamètre supérieur à 2 mm. Nous avons réservé le terme fort utile de microconglomérat pour désigner tout conglomérat dont la majorité des particules a un diamètre entre 2 et 10 mm. Nous avons utilisé la classifiction des grès de Dott (1964) et celle de Pettijohn *et al.* (1972) légèrement modifiée (figure 7a). La classification des pélites est tirée de Vallières (1984) (figure 7b). Le terme « mélange », tel que défini par Greenly (1919), est utilisé dans cette étude dans un sens descriptif uniquement, sans aucune connotation générique. Pour les roches plutoniques, nous avons utilisé la classification recommandée en 1973 par la « IUGS subcommission on the Systematics of Igneous Rocks ».

En ce qui concerne la localisation précise des affleurements importants et de certains lieux géographiques, nous avons indiqué pour chacun, à l'annexe 1, les coordonnées UTM prises sur les cartes topographiques au 1/50 000 du ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada (feuillets 22 A/2 Port-Daniel ; 22 A/3 New-Carlisle ; 22 A/6 rivière Reboul et 22 A/7 Chandler). En effet, le secteur cartographié manquant de

noms géographiques auxquels il est possible de se référer pour une localisation précise, l'indication des coordonnées UTM nous a semblé la meilleure solution. Dans le texte, l'expression (loc. 1) renverra le lecteur à la localisation 1 de l'annexe 1, pour connaître les coordonnées UTM du lieu considéré.

Les numéros des analyses chimiques (annexes 3 à 6) correspondent aux numéros d'analyses du Centre de Recherche Minérale du MER.



B

GRANULOMÉTRIE	TERME GÉNÉRAL	ROCHE AVEC FISSILITÉ		ROCHE AVEC DÉBIT ARDOISIER		ROCHE SANS DÉBIT PRÉFÉRENTIEL (massive)
Plus de 2/3 de silt	SILTITE	Shale	Siltshale	Ardoise	Siltslate	Siltstone
Silt < 2/3 et argile < 2/3	MUDROCK		Mudshale		Mudslate	Mudstone
Plus de 2/3 d'argile	ARGILITE		Clayshale		Clayslate	Claystone

FIGURE 7 – Classifications des grès et des pélites utilisées dans cette étude :
A – Classification des grès, modifiée de Dott (1964) et Pettijohn *et al.* (1972).
B – Classification des pélites, modifiée de Ingram (1953), Folk (1965) et Flawn (1953) ; tirée de Vallières (1984).

Remerciements

Au terme de ce travail, nous tenons à remercier en tout premier lieu le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec qui a financé pendant trois ans le projet de cartographie des groupes de Mictaw et de Maquereau. Nous remercions plus particulièrement Jean-Louis Caty, Jules Cimon, Serge Biron, Brian Skidmore et Daniel Brisebois pour leur soutien tout au long de ce projet.

Nous remercions Pierre St-Julien, Roger Laurent, Pierre-André Bourque et Jacques Béland pour leurs conseils, sur le terrain et à l'Université. Nous sommes reconnaissant à Richard Hiscott, Kevin Pickering, Tom Krogh, Nuno Machado, Gary Boone, Godfrew Nowlan, Gaétan Lachambre, Normand Tassé et Michel Malo pour leur visite sur le terrain et pour les discussions que ces visites ont suscitées. Nous remercions aussi André Vallières, Pierre Cousineau et Anne Slivitsky pour nous avoir guidé sur les terrains cambro-ordoviciens qu'ils ont cartographiés.

La cartographie effectuée durant trois étés est le fruit d'un travail d'équipe. Nous remercions André Laforest et Guy Tremblay, géologues et, également, Paolo Cruciat, Martin Drolet, Germain Francois, Pedro Hernandes et Stéphane Lambert, assistants géologues, sans qui tout ce travail n'aurait pas pu se réaliser.

Socle précambrien (unité 1)

Introduction

Vers la fin de l'été 1983, nous avons cartographié, juste au NW du Groupe de Maquerau, des roches métamorphiques (orthogneiss et amphibolite) qui se présentent sous forme d'un copeau coincé dans la zone de failles de la rivière Port-Daniel (unité 1). Une anomalie magnétique positive nous a conduit à découvrir ces roches (Dighem, 1974). Ce copeau affleure sur une superficie d'environ 250 m x 250 m, sur le flanc est d'une petite colline. Il est entaillé par un petit ruisseau, affluent du ruisseau des Pins dans sa partie amont. Ce petit ruisseau (loc. 1 et carte 2039A hors-texte) coule à 500 m au SW du lac du ruisseau des Pins et offre la seule coupe. Les affleurements, souvent recouverts de végétation, sont de mauvaise qualité. Quelques affleurements, dans le bois, montrent cependant de belles relations entre l'orthogneiss et l'amphibolite (planche 1A-B)[1]. Ce copeau est en contact de faille avec les roches déformées du Groupe de Maquereau au NW, en contact avec les roches siluriennes du Groupe de Chaleurs au sud, et avec les grès du Groupe de Mictaw à l'est (carte 2039A, hors-texte).

Les travaux antérieurs ne mentionnent pas ce copeau de roches métamorphiques qui se situe dans la zone laissée en blanc sur la carte géologique de Ayrton (1967). Un autre copeau affleure à 1 km au NE du précédent. Il s'agit d'un buton de forme subcirculaire qu'Ayrton (1967, p. 60) considérait comme un petit pluton de diorite, sans préciser ses relations avec les roches environnantes ; il s'agit en réalité d'une granodiorite.

Pétrographie et minéralogie

L'orthogneiss, à grain moyen à grossier et de couleur gris foncé et rose, s'injecte dans l'amphibolite, laquelle se retrouve fréquemment en enclave dans l'orthogneiss (planche 1A-B). L'amphibolite est à grain fin et montre une foliation métamorphique avec des niveaux centimétriques plus feldspathiques. Ces roches sont fortement déformées.

Cinq lames minces ont été analysées. En lame mince, l'orthogneiss présente une texture cataclastique en mortier, avec les quartz très déformés et recristallisés. Il contient les minéraux suivants : quartz, plagioclase, oxydes, biotite, muscovite, zircon, apatite, sphène (?) et des amas de pinnite avec un peu de chlorite pouvant correspondre à des pseudomorphes de cordiérite (?). Cinq plaques colorées à la cobaltinitrite montrent une variation de composition modale variant de granite à granodiorite.

L'amphibolite, bien foliée, se compose de hornblende, de plagioclase et de magnétite, avec un peu de quartz, d'épidote et de calcite dans les veinules. Les amphiboles sont peu colorées, pauvres en Fe^{3+} et parfois mâclées. Une analyse chimique de l'amphibolite a été effectuée (annexe 3).

L'analyse à la microsonde a montré que les magnétites sont dévourvues de titane (Fe_3O_4 = 99.4 %), et que les amphiboles ont une composition de magnésiohornblende (annexe 2), caractéristique du faciès amphibolite. Comme elles sont pauvres en titane, ellles n'indiquent pas le faciès granulite (Leake, 1965).

Le buton qui affleure à 1 km au NE se compose en lame mince, de quartz, de plagioclase, d'orthoclase, de biotite, de chlorite, de zircon et d'oxydes. Le quartz est déformé et recristallisé. De fines fractures remplies d'oxydes donnent un aspect bréchique à cette roche. Une coloration indique une composition modale variant de granitique à granodioritique.

Géochimie

L'orthogneiss (gneiss granitique ; annexe 3) et les roches du buton (granodiorite ; annexe 3) sont très semblables pour les éléments majeurs et les éléments traces. Leur composition correspond à celle d'une granodiorite. Pour cette raison, nous les regroupons dans la même unité (unité 1).

Dans la région étudiée, les roches de composition granitique (au sens large) affleurent de la façon suivante : au sein de l'unité 1 que nous venons de décrire, en blocs dans le Mélange de la rivière Port-Daniel (unité 4) et intégralement en blocs au sein du Mélange ophiolitique de Nadeau (unité 3). Des différences géochimiques significatives permettent de bien distinguer les roches granitiques de l'unité 1 (orthogneiss, granodiorite) de celles des mélanges (figure 8). L'orthogneiss et la granodiorite possèdent des teneurs significativement plus élevées en TiO_2 (0.8 à 1.1%), FeO[2] (4.5 à 7%), Ba (987 à 1200 ppm), V (74 à 84 ppm), Zn (66 à 85 ppm) et Zr (300 à 430 ppm) que les granites et granodiorites des mélanges. Ceci permet de penser que les roches plutoniques des mélanges présentent des affinités géochimiques entre elles et n'ont aucune affinité avec celles de l'unité 1.

Datation

La découverte du copeau d'orthogneiss et d'amphibolite, accolé au Groupe de Maquereau, nous a fait rapidement émettre l'hypothèse que ce copeau pouvait représenter le socle du Groupe de Maquereau. Nous avons

1. Réfère à l'annexe 12

2. Indique le fer total (Fe + Fe_2O_3) exprimé en FeO

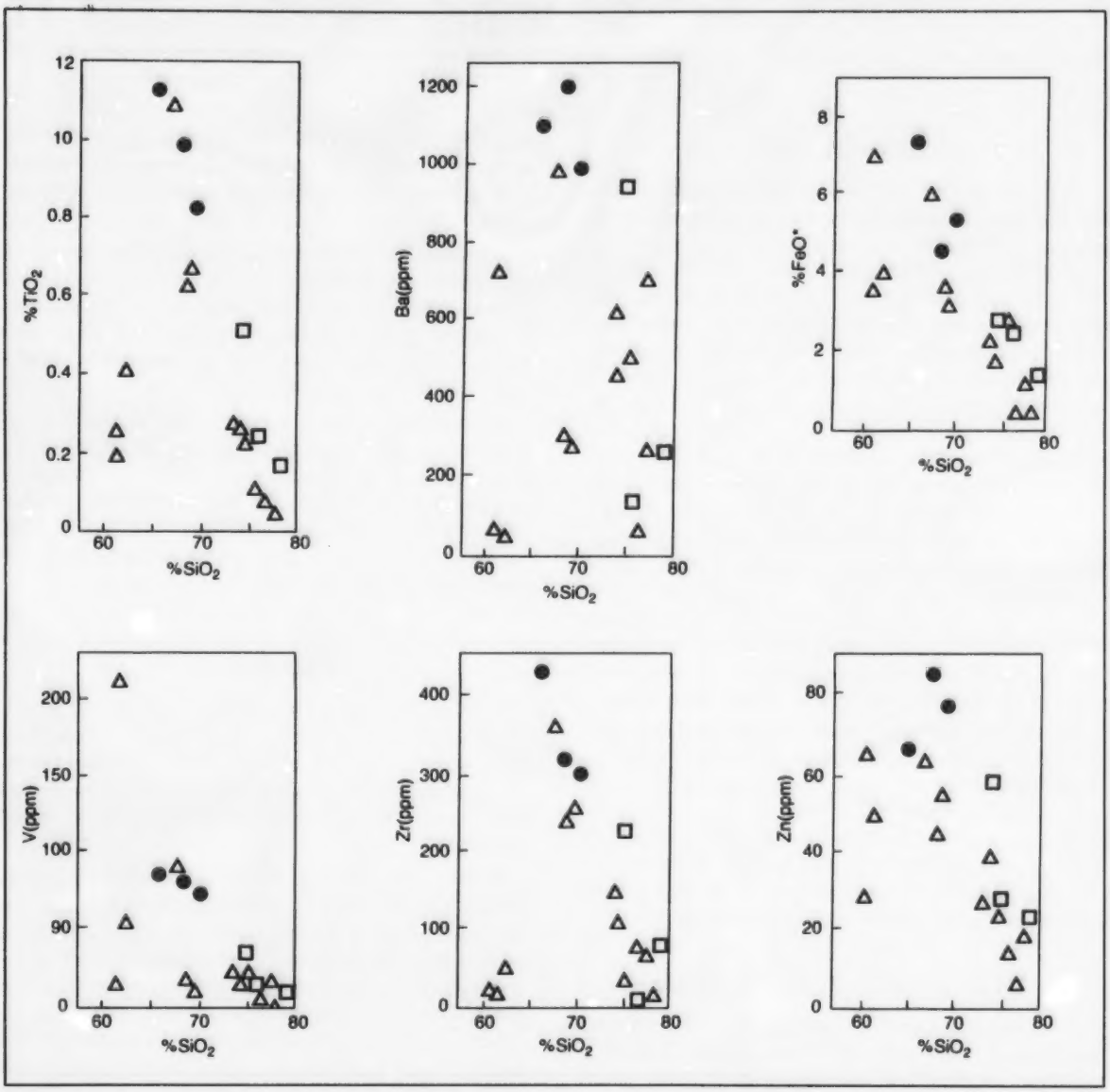


FIGURE 8 – Diagrammes de variation de TiO_2, FeO*, Ba, Zr, V, Zn en fonction de SiO_2 pour les granitoïdes du socle grenvillien (cercle plein), du Mélange ophiolitique de Nadeau (triangle vide) et du Mélange de la rivière Port-Daniel (carré vide).
*Fer total (FeO + Fe_2O_3) exprimé en FeO.

donc demandé à Tom Krogh, du « Royal Ontario Museum » de Toronto, de dater l'orthogneiss avec la méthode U/Pb sur zircons.

L'échantillon prélevé pour la datation (GB 1260) est localisé sur la carte géologique. Quatre fractions de zircons ont été analysées, permettant de définir une ligne « discordia » avec un âge inférieur de 998 +/- 26 Ma et un âge supérieur de 2464 +/- 165 Ma (figure 9). Ces résultats sont présentés avec un degré de confiance de 95 %.

Interprétation et conclusion

L'orthogneiss daté à 998 Ma et l'amphibolite associée sont donc des roches précambiennes d'âge Hélikien (ou plus ancien) qui ont été métamorphisées au faciès amphibolite. Les zircons présents dans l'orthogneiss témoignent d'un épisode magmatique à 998 Ma : « *The euhedral zircons were formed during a magmatic event at 998 Ma and they include an inherited older component* » (Krogh & Machado, 1985, p. 4). Cet épisode est bien connu au sein du Bouclier canadien, sous le nom d'orogénèse grenvillienne.

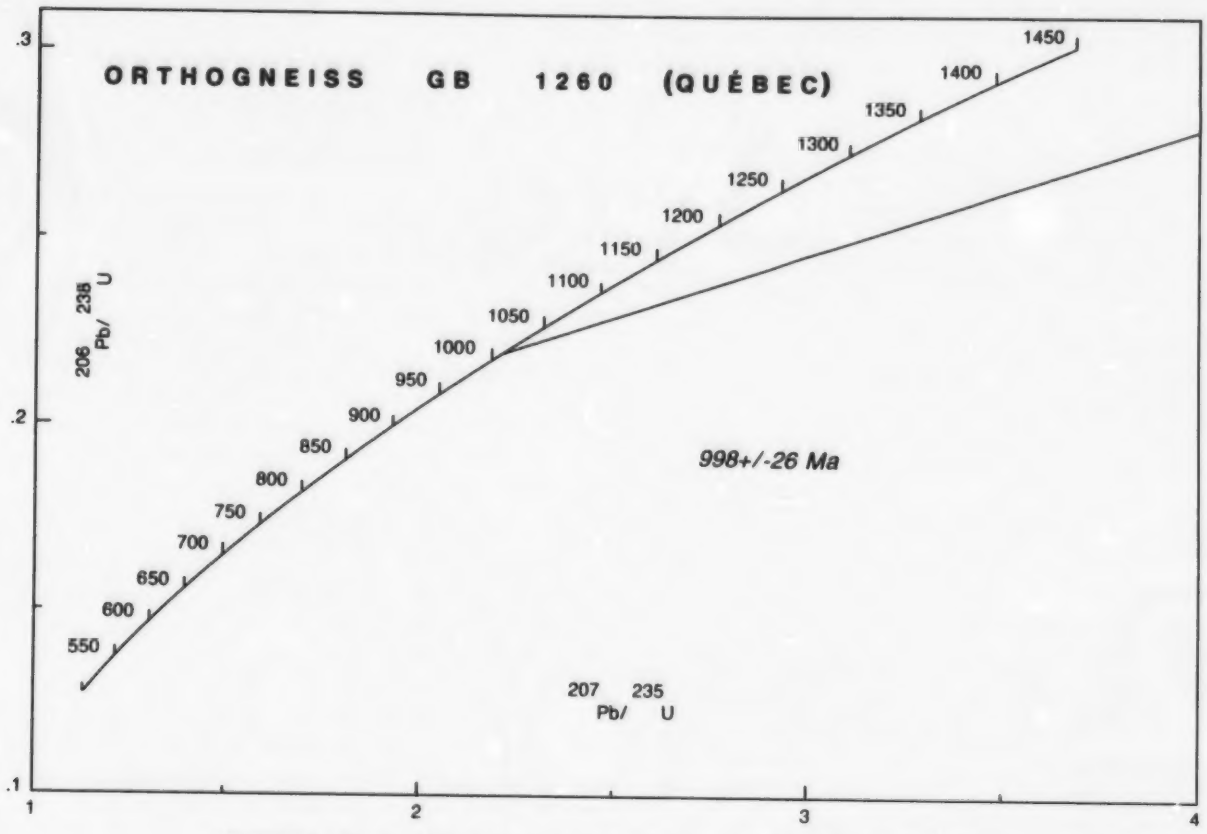


FIGURE 9 – Datation U-Pb du copeau de socle grenvillien (tiré de Krogh & Machado, 1985).

L'orthogneiss et l'amphibolite correspondent donc à un copeau de socle grenvillien coincé dans la Faille de la rivière Port-Daniel, contre le Groupe de Maquereau. Ils représentent un fragment de la croûte continentale nord-américaine (Zone de Humber ; Williams, 1978). Les textures cataclastiques intenses observées dans l'orthogneiss appuient l'hypothèse d'un copeau de faille. Par ailleurs, la brèche tectonique associée à la Faille de la rivière Port-Daniel (unité 2f) contient des fragments d'orthogneiss (planche 7D). Leur présence indique que le socle a été impliqué dans les structures causées par cette faille. Krogh & Machado (1985) ont mentionné la présence de traces de plomb ancien dans certains zircons de l'orthogneiss, donnant un âge supérieur de 2464 +/- 165 Ma ; le protolithe de l'orthogneiss serait donc possiblement d'âge Archéen.

Au point de vue géochimique, nous avons mis en évidence une différence significative entre les roches granitiques (au sens large) du socle grenvillien d'une part, et celles du Mélange ophiolitique de Nadeau et du Mélange de la rivière Port-Daniel, d'autre part. Il semble donc que les roches granitiques des mélanges n'aient aucune affinité grenvillienne. D'autres arguments développés subséquemment appuieront cette hypothèse.

La découverte d'un copeau de socle grenvillien est un point important qui répond à un objectif fixé, à savoir de trouver le socle des groupes de Maquereau et de Mictaw. Au sein des Appalaches du Québec, ce copeau de socle est le plus éloigné qui soit (240 km) du vrai socle des Appalaches, soit le Bouclier canadien, qui n'affleure qu'au nord du fleuve Saint-Laurent.

Deux autres copeaux de socle grenvillien sont actuellement connus dans les Appalaches du Québec. Il s'agit du Complexe de Sainte-Marguerite, constitué de granite gneissique, d'amphibolite et de métaquartzite (faciès granulite) et situé à 35 km au SE de Québec (Vallières et al., 1978 ; Vallières, 1979) et d'un copeau d'amphibolite (Caron, 1982) affleurant à 85 km au SW de Québec, dans la région d'Arthabaska.

Groupe de Maquereau (unité 2)

Introduction

Le Groupe de Maquereau tire son nom de la pointe au Maquereau qui forme un petit cap dans la baie des Chaleurs, à 15 km au NE de Port-Daniel. Logan fut le premier à employer ce terme lorsqu'il a décrit : « The metamorphic strata of Cape Macquereau » (1846, p. 52), et « These sandstones of Cape Macquereau » (1863, p. 272). Depuis lors, l'orthographe « Macquereau » ou « Maquereau » désigne ces roches. Schuchert & Dart (1926) ont parlé de « Macquereau series » et, à partir de Alcock (1935), on parle de « Maquereau Group ». Plus récemment, Ayrton (1967, p. 11) a recommandé l'épellation « Groupe de Maquereau ».

De forme subcirculaire et bordé par des failles, le Groupe de Maquereau constitue un bloc structural d'environ 20 km de diamètre, composé d'une séquence volcano-sédimentaire plissée et métamorphisée au faciès des schistes verts. Dans ce chapitre, nous décrirons surtout la partie ouest du Groupe de Maquereau, mais aussi le Maquereau dans son ensemble, grâce aux travaux récents de Ringele (1982), Caron (1984), Tremblay (en préparation) et à nos observations.

Après une revue des travaux antérieurs, nous verrons successivement la stratigraphie, la pétrographie et la structure de ce groupe. Nous aborderons également le problème des brèches qui bordent le Maquereau. Au point de vue terminologique, nous emploierons les termes « grès », « basalte » et non « métagrès », « métabasalte », dans le but d'alléger le texte et aussi parce que la nature primaire des roches du Groupe de Maquereau est toujours identifiable, à l'exception des schistes à séricite-chlorite associés à la Faille de la rivière Port-Daniel.

Le Groupe de Maquereau se compose d'une interdigitation complexe de diverses lithologies qu'il est difficile de regrouper en formations. De plus, la structure compliquée de ce groupe ne permet pas de délimiter d'éventuelles formations. Il est plus probable que les trois formations décrites par Ayrton (1967) correspondent en réalité à trois faciès lithologiques du Groupe de Maquereau que nous proposons de nommer : « faciès du quai de Chandler », « faciès de Port-Daniel » et « faciès de Newport ».

Travaux antérieurs

Logan, en 1844, a été le premier à décrire la géologie de la région de la pointe au Maquereau. Il est frappé par *« a great mass of sandstones »* qui s'étend depuis la baie du Grand Pabos jusqu'à la pointe au Maquereau (Logan, 1846, p. 51). Il a mis en évidence une évolution du nord au sud dans l'intensité de la déformation de ces roches : *« Approaching Cape Macquereau the predominating proportion of sandstones increases, and the crystalline condition of the rock gradually increases also, until in the immediate vicinity of the Cape it assumes quite a metamorphic character »* (Logan, 1846, p. 51). Les grès de pointe au Maquereau sont donc légèrement plus métamorphisés, mais surtout plus déformés que ceux plus au nord, vers Newport et Chandler. Nous relierons cette déformation à la Faille de la rivière Port-Daniel qui limite au sud le Groupe de Maquereau. Logan a inclu les roches de la pointe au Maquereau dans le Groupe de Québec et les a corrélées avec les grès de la « Série de Sillery » (Logan, 1863, p. 272).

Ells (1883), sur la base du contraste de degré métamorphique, a divisé ces roches en deux groupes discordants, l'un précambrien et l'autre cambro-silurien. Le premier se compose de *« hard metamorphic rocks »*, dans le secteur de la pointe au Maquereau, tandis que le deuxième se compose de grès et de shale correspondant aujourd'hui aux roches du Groupe de Maquereau (région de Chandler-Newport) et d'une partie du Groupe de Mictaw. Cette division en deux groupes discordants sera rapidement abandonnée.

Alcock (1926), qui s'est intéressé à l'âge des roches des monts Chic-Chocs dans la partie nord de la Gaspésie, a visité les roches du cap Maquereau pour y chercher des évidences d'un âge Précambrien, tel que mentionné par Ells (1883). N'en trouvant pas, il a conclu *« Logan's interpretation of these rocks as one series of early Paleozoic age is correct »* (Alcock, 1926, p. 133).

Schuchert & Dart (1926, p. 40), en accord avec Logan, ont attribué un âge Paléozoïque inférieur à la « Série de Maquereau », vraisemblablement Ordovicien inférieur (Canadien), de par la corrélation avec les strates de Sillery-Québec.

Parks (1930) a décrit les roches du contact Maquereau-Mictaw d'après les travaux de Northrop et a souligné que la *« Série de Maquereau est à cet endroit représentée par un gneiss sédimentaire considérablement métamorphisé... »* (p. 88). L'année suivante, il a décrit l'ensemble de la « Série de Maquereau » comme suit : *« the rocks are highly metamorphosed sediments and igneous rocks, talcose and chloritic schists, micaceous gneissic rocks... »* (Parks, 1931, p. 788). Cette description est abusive, et donne une fausse idée des roches du Groupe de Maquereau dans leur ensemble ; elle concerne les roches de la partie SSW du Maquereau, en contact avec la Faille de la rivière Port-Daniel. Par ailleurs, ces roches ne sont pas « considérablement métamorphisées », elles sont plutôt localement très déformées. Le

métamorphisme du Groupe de Maquereau ne dépasse pas le faciès des schistes verts.

Alcock (1935), en dressant une carte géologique de la baie des Chaleurs, a localisé, pour la première fois, l'extension des groupes de Maquereau et de Mictaw. À cette époque, on expliquait toujours la présence de roches ignées par un phénomène d'intrusion, le concept de mélange n'existant pas ; sa description du Groupe de Maquereau en témoigne : *« it consists of altered quartzose sediments and minor amounts of volcanic rocks. These rocks are cut by serpentine, amphibolite, granite, pegmatite and quartz veins »* (Alcock, 1935, p. 9). Donc, pour cet auteur, le Mélange ophiolitique de Nadeau, composé de serpentine, d'amphibolite et de granite, était intrusif dans le Groupe de Maquereau ; ainsi, sur sa carte, les roches siluriennes entourant ce mélange sont inclues dans le Groupe de Maquereau et dessinent une apophyse au NW de ce groupe. Pour cette raison, Alcock (1935, p. 9) a écrit : *« Limestone also occurs locally in the group »*. Nous savons aujourd'hui que ces calcaires appartiennent au Groupe de Chaleurs, puisque le Groupe de Maquereau ne contient pas de niveaux calcaires. Quant aux dykes de pegmatite et aux veines de quartz qui recoupent le Maquereau dans la région de la pointe au Maquereau, nous les interprétons, non pas comme des produits dérivant d'une intrusion granitique (Alcock, op. cit., p. 12), mais plutôt comme un phénomène de ségrégation métamorphique associé au métamorphisme cataclastique le long de la Faille de la rivière Port-Daniel.

Concernant l'âge du Maquereau, Alcock (1935, p. 11) a estimé qu'il était plus vieux que la Formation de Murphy Creek de la région de Percé, laquelle date du Cambrien supérieur : *« It would appear, therefore, that the Macquereau rocks are pre-Upper Cambrian »*.

Kindle (1936) a publié une brève description de la « formation de Maquereau ». Northop (1939, p. 9) a mentionné la localité type du Groupe de Macquereau à la pointe au Macquereau.

Hannah (1954) a été le premier géologue à étudier en détail la *« Série de Macquereau »*. Il a constaté, à juste titre, que les roches de cette série ne sont pas autant métamorphisées que certains auteurs précédents l'ont laissé croire : *« for the most part, the Macquereau sedimentary rocks are relatively fresh »* (p. 41), *« the sedimentary rocks, in some localities, show metamorphic effects »* (p. 53). Il a donné une bonne description pétrographique des roches du Maquereau et a mis en évidence toutes les lithologies présentes : *« Maquereau rocks consist mainly of sandstone, feldspathic sandstones, arkoses and basic flows as well as some shales, slates, siltstones and granule or small pebble conglomerates »* (Hannah, op.cit., p. 24). Cependant ses unités, basées essentiellement sur la couleur (Hannah, op.cit., p. 53), ne sont pas valables et l'ont incité à tracer une esquisse structurale erronée.

Ayrton (1964 et 1967), en cartographiant la région de Chandler–Port-Daniel, a étudié le Groupe de Maquereau en détail. Il l'a divisé en trois formations qui sont, de la plus ancienne à la plus récente : la Formation de Chandler, la Formation de Port-Daniel et la Formation de Newport. Nous verrons plus loin que cette division est fort discutable. Un âge pré-Ordovicien moyen est attribué avec certitude au Groupe de Maquereau par Ayrton (1967, p. 12).

Ringele (1982) a effectué l'analyse structurale du Groupe de Maquereau, le long de la côte, et décrit cinq épisodes de déformation ductile au sein des roches de ce groupe (p. 11). Caron (1984) a cartographié la partie est du Groupe de Maquereau, le long de la côte. Il a conservé la stratigraphie établie par Ayrton (1967) et a subdivisé chaque formation en plusieurs unités lithologiques, qui se corrèlent avec les unités que nous avons cartographiées dans la partie ouest du Groupe de Maquereau (De Broucker, 1984b, p. 15). L'interprétation structurale effectuée par Caron (1984, p. 5), fait appel à trois nappes de charriage. Nous proposerons une autre interprétation, plus en accord avec nos observations.

Stratigraphie

La stratigraphie du Groupe de Maquereau a donc été établie par Ayrton (1967). De la base au sommet, il a défini les formations de Chandler, de Port-Daniel et de Newport ; une faille sépare les deux premières formations et une discordance angulaire les deux dernières. La partie ouest du Groupe de Maquereau, représentée sur la carte géologique (hors-texte), correspond à la « Formation de Port-Daniel » de Ayrton (1967) que nous avons divisée en cinq unités lithologiques distinctes (unités 2a à 2e).

TRAITS DISTINCTIFS

Le Groupe de Maquereau, dans le secteur cartographié, est caractérisé par une interstratification de plusieurs lithologies : grès feldspathique, conglomérat, pélites et basalte tholéiitique. Les grès contiennent presque toujours des feldspaths roses.

COUPE DE RÉFÉRENCE

La coupe de référence actuelle (stratotype) de la « Formation de Port-Daniel » se situe au voisinage de la pointe au Maquereau (Ayrton, 1967, p. 14-15). À cette localité, affleure seulement le grès vert à feldspaths roses, interstratifié avec des pélites vertes (unité 2a).

Nous nommons ici une coupe de référence supplémentaire (N.A.S.C., 1983, p. 853) qui tient compte de l'ensemble des lithologies présentes au sein de la « Formation de Port-Daniel » de Ayrton (1967). Cette coupe se situe dans le secteur NW du Groupe de Maquereau, le long de la rivière du Grand Pabos Ouest. On y accède par la ville de Chandler, en empruntant la route de la compagnie de bois Gaspésia, jusqu'au pont qui traverse cette rivière. À partir du pont, il faut continuer 1,6 km sur cette

route pour rejoindre la rivière du Grand Pabos Ouest. C'est à cet endroit que la coupe débute. Elle s'étend sur 750 m vers l'amont (figure 10). Dans les deux tiers inférieurs de la coupe, les grès fins et les siltstones laminés gris-vert (unité 2a ; planche 2C) dominent avec quelques niveaux de pélite et de grès argileux vert à feldspaths roses, localement très grossiers et microconglomératiques (unité 2a ; planche 2A). On trouve aussi quelques niveaux de basalte tholéiitique (unité 2b ; planche 1D), de grès très feldspathique, violacé (unité 2c), et quelques horizons de conglomérat polygénique (unité 2d ; planche 1C).

Dans le tiers supérieur de la coupe, les grès fins et les siltstones laminés gris-vert disparaissent au profit du grès argileux vert à felsdpaths roses (unité 2a). Là encore, on note de nombreuses intercalations de conglomérat polygénique, de pélite verte et de basalte tholéiitique. Ce dernier se présente sous forme de coulée, mais aussi de dyke nourricier d'une épaiseur variant de 1,5 à 3 m, recoupant les grès (planche 1D). Des lits de grès grossier à microconglomératique montrent des stratifications obliques à leur base et contiennent de nombreux fragments de shale (« rip-up-clasts ») (planche 2A).

Nous pensons que tous ces faciès se sont déposés en milieu aqueux peu profond, continental ou marin, hypothèse soulignée par l'absence de séquence à turbidites et la présence d'hématite dans les grès, sous forme de niveaux hématitiques (faciès du quai de Chandler). La coupe montre des variations très rapides de la granulométrie (pélite à conglomérat grossier), traduisant une forte instabilité tectonique dans le milieu de sédimentation. Cette coupe, reposant sur le socle grenvillien, est probablement une des plus anciennes que l'on connaisse dans la séquence appalachienne du Québec.

CONTACTS ET PUISSANCE

Le Groupe de Maquereau est en contact au nord avec la Formation de West Point (unités 9g et 9f) du Groupe de Chaleurs, par la Faille de Raudin et, à l'ouest, avec le Mélange de la rivière Port-Daniel (unité 4) par la Faille de la rivière Port-Daniel. À l'ouest et au SW, deux zones de brèche (unité 2f) séparent le Groupe de Maquereau du Groupe de Mictaw. Enfin, dans la partie sud, le Maquereau est recouvert en discordance par un conglomérat et des grès de la Formation de l'anse Cascon (unité 9c), appartenant au groupe de Chaleurs.

Ayrton (1967, p. 6) a évalué la puissance totale du Groupe de Maquereau à un minimum de 8 500 m. Dans le secteur que nous avons cartographié, une coupe NW-SE (carte 2039-B) à travers le flanc de l'anticlinal majeur affectant ces roches, indiquerait une épaisseur d'environ 10 000 m, en assumant un pendage moyen de 60°.

ÂGE DU GROUPE DE MAQUEREAU

Les travaux antérieurs ont mentionné des âges Précambrien, Cambrien et Ordovicien inférieur pour le Groupe de Maquereau. Puisqu'aucun fossile n'a été rapporté dans ce groupe, un âge précis ne peut lui être attribué. Cependant, une partie de la brèche tectonique à fragments déformés du Maquereau (unité 2f) s'intercale localement dans les grès et les mudstones cherteux du Mélange de la rivière Port-Daniel qui sont datés de l'Ordovicien inférieur. Le Groupe de Maquereau serait donc, dans son ensemble, d'âge Pré-Ordovicien-inférieur. Par ailleurs, le socle sur lequel repose le Maquereau est daté à 998 Ma. Le Groupe de Maquereau ne peut donc être assigné, par défaut, qu'au Cambrien ou à l'Hadrynien. Pour préciser cet âge, en l'absence de fossiles, il convient de faire appel à des corrélations lithostratigraphiques.

Nous corrélons le Groupe de Maquereau avec la Formation de la Montagne de Saint-Anselme décrite par Vallières (1979) et également avec la Formation de Lighthouse Cove, de la région de Belle Isle, à Terre-Neuve ; les laves de cette dernière formation sont intercalées dans des arkoses roses (formations de Bateau et de Bradore) qui se sont déposées sur le socle grenvillien (Williams & Stevens, 1969). Ces laves de Lighthouse Cove sont reliées à un réseau de dykes de diabase orientés NE qui traversent le socle grenvillien. Dans le massif du Long Range à Terre-Neuve, on retrouve aussi de tels dykes dans le socle cristallin avec une orientation semblable, que Pringle *et al.* (1971) ont associés à ceux de Belle Isle et aux volcanites de Lighthouse Cove ; ils les ont datés à 805 +/- 35 Ma (Hadrynien). Cet âge correspond au stade initial de « rifting » continental qui a précédé l'ouverture de l'Océan proto-Atlantique (Bird & Dewey, 1970 ; Williams & Malpas, 1972 ; Strong & Williams, 1972 ; St-Julien & Hubert, 1975) et auquel nous associons le dépôt du Groupe de Maquereau.

Ainsi, il y a tout lieu de penser que les premiers dépôts du Groupe de Maquereau datent de l'Hadrynien. La sédimentation a pu se poursuivre au Cambrien inférieur, âge attribué à l'unité des grès verts (Vallières, 1984) et corrélable avec le secteur côtier du Groupe de Maquereau, correspondant à la disparition des basaltes tholéiitiques. Une corrélation avec les laves, les grès et les conglomérats de la Formation de Catoctin dans la chaîne du Blue Ridge en Virginie, conduit également à un âge Précambrien tardif et Cambrien inférieur (Gathright, 1976). Dans les Appalaches du sud, la période de « rifting » a eu lieu, apparemment, entre 690 et 570 Ma (Odom & Fullagar, 1984).

DESCRIPTION DES UNITÉS LITHOLOGIQUES

Parmi les cinq unités cartographiées, l'**unité 2a** prédomine. Dans la partie sud, elle se compose essentiellement de grès argileux vert foncé, à feldspaths roses, interstratifié avec des siltstones et un peu de mudstones verts. Elle se compose également de grès vert, peu argileux, à feldspaths roses, et parfois de grès vert, sans feldspath rose. Proche de la Faille de la rivière Port-Daniel, le grès vert devient localement très schisteux et prend à l'occasion une teinte d'altération orangée. Il contient fréquemment

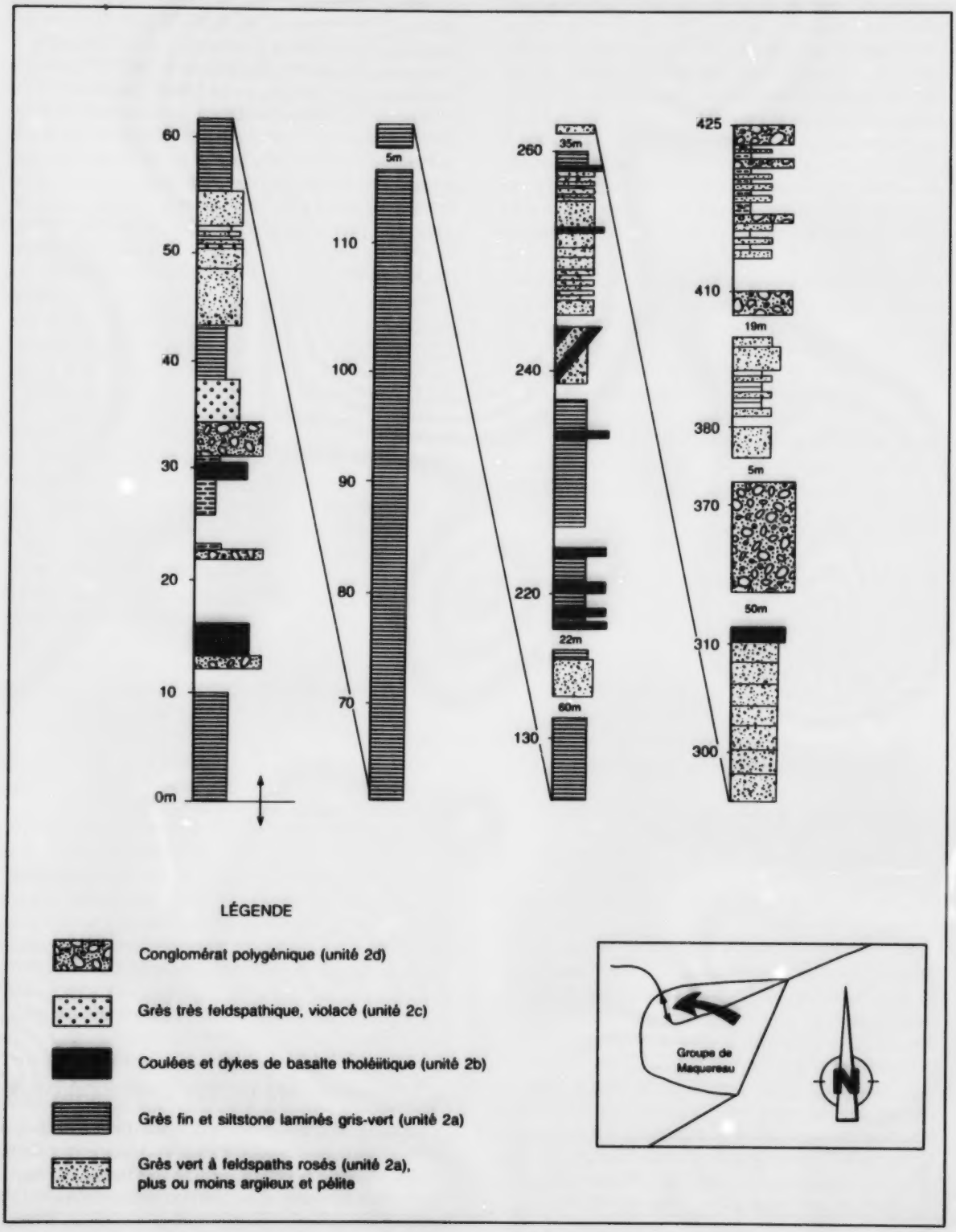


FIGURE 10 – Coupe stratigraphique de la rivière du Grand Pabos Ouest ; Groupe de Maquereau.

des ségrégations métamorphiques centimétriques, lit par lit, de nature quartzo-feldspathique (planche 2D). Dans la partie nord, l'unité 2a est constituée principalement de grès fin et de siltstone laminés, de couleur gris-vert (planche 2C), riches en placages pyriteux subcentimétriques, et associés au grès vert à feldspaths roses. Nous regroupons ces deux faciès dans la même unité. La cartographie suggère fortement que les autres unités s'interstratifient en formant des lentilles au sein de l'unité 2a. À l'extrémité NW du Groupe de Maquereau, en contact avec le copeau de socle grenvillien, nous avons reconnu des grès à feldspaths roses, très déformés et mylonitisés, que nous attribuons à l'unité 2a. Nous relions leur degré de déformation à leur situation au sein de la zone de failles de la rivière Port-Daniel.

L'unité 2b se compose de basalte tholéiitique vert foncé, affleurant le plus souvent en lave massive, localement coussinée, et quelquefois sous forme de dyke nourricier au travers des grès de l'unité 2a (planche 1D). L'analyse de la carte aéromagnétique (Dighem, 1974) suggère que les coulées sont lenticulaires. Alcock (1926, p. 133c) a mentionné pour la première fois la présence de roches volcaniques dans le Groupe de Maquereau. Il les a décrites ainsi : « dark, massive, greenstone rocks ». Ces roches volcaniques ont été appelées andésites à plusieurs reprises (Alcock, 1935, p. 10 ; Hannah, 1954, p. 24 ; Ayrton, 1967, p. 16). Une analyse chimique (no. 92177, annexe 3) nous indique qu'il s'agit d'une roche volcanique basique appartenant à la série tholéiitique (« low K tholeiite »). Sur la carte 2039A (hors-texte), les bandes correspondant à l'unité 2b contiennent principalement des roches volcaniques, mais elles contiennent également des intercalations de grès trop petites pour être cartographiées à l'échelle de 1/20 000. Les laves tholéiitiques de cette unité sont essentiellement aphanitiques. Elles présentent parfois une texture diabasique dans les coulées épaisses et contiennent localement des amygdales chloriteuses de 3 à 4 mm et des noyaux d'épidote qui peuvent atteindre 50 cm de diamètre (De Broucker, 1984b, p. 12). À l'est du secteur cartographié, on rencontre quelques affleurements de lave porphyrique à phénocristaux centimétriques de feldspath. Dans la partie nord du Groupe de Maquereau affleurent des roches volcaniques amygdalaires violettes (unité 2bv), mentionnées par Ayrton (1967, unité 2b) ; étant donné qu'elles passent graduellement à des tholéiites vert foncé, nous les avons incluses dans l'unité 2b.

L'unité 2c se compose de grès très feldspathique (arkose), violacé ou vert violacé, massif (planche 2B), contenant fréquemment des petits fragments de shale rouge violacé. Le grès présente typiquement un clivage grossier, centimétrique, le long duquel alternent fréquemment des bandes vertes et violacées, donnant un aspect tigré à ce grès. Ce grès présente un aspect granulaire caractéristique qui le distingue du grès de l'unité 2a. Comme les autres, cette unité 2c s'intercale dans les grès et les silto-grès laminés de l'unité 2a. Elle forme des crêtes massives dans les collines du Maquereau, à l'est du secteur cartographié. Le long de la rivière du Grand Pabos Ouest, à 1,7 km en aval (à partir de la limite est de la carte), affleure une crête dénudée composée de grès très feldspathique, massif, vert violacé, ayant une puissance de 200 m. Ce grès appartenant à l'unité 2c s'intercale de façon évidente dans les grès verts à felspaths roses de l'unité 2a, observables de part et d'autre de la crête. Nous décrivons en détail cet affleurement car il met en évidence un changement majeur dans la stratigraphie du Maquereau telle que définie par Ayrton (1967). En effet, l'unité 2a correspond en partie à la « Formation de Port-Daniel » et l'unité 2c correspond à la « Formation de Newport ». Nous venons de décrire une relation d'interstratification entre les unités 2a et 2c. Ayrton (op.cit, p. 6) considérait que les grès massifs de la Formation de Newport reposaient en discordance sur la Formation de Port-Daniel. En réalité, les grès de la « Formation de Newport » sont interstratifiés dans les grès de la « Formation de Port-Daniel », ce qui nous incite à conclure que ces deux formations n'en forment qu'une et que la dénomination « Formation de Port-Daniel » et « Formation de Newport » n'est plus valable. Nous suggérons cependant l'emploi du terme « faciès de Newport » qui demeure très utile pour décrire les grès massifs de l'unité 2c.

L'unité 2d regroupe les conglomérats et les grès conglomératiques polygéniques à fragments de roches granitiques, de roches volcaniques et de shale, en proportion variable (planche 1C). Ces conglomérats ont une matrice de grès et de siltstone verdâtres correspondant aux lithologies de l'unité 2a. La matrice supporte les fragments dont la taille varie de 1 à 30 cm. Ces conglomérats s'interstratifient avec les grès et les silto-grès laminés de l'unité 2a. La variation rapide d'épaisseur de cette unité, mise en évidence par la cartographie au NW du lac Brisson, suggère que ces conglomérats se sont déposés dans de larges chenaux. Un affleurement spectaculaire de cette unité se situe dans la rivière du Grand Pabos Ouest, à 500 mètres au sud de la Faille du lac Hunt (loc. 3). L'abondance de roches ignées felsiques altérées, dans ces conglomérats, semblait indiquer la proximité d'un socle sialique lors de leur dépôt. Nous n'avons donc pas été surpris de trouver des copeaux de ce socle coincés dans la Faille de la rivière Port-Daniel.

L'unité 2e constitue la cinquième unité lithologique cartographiée. Elle se compose de siltstone et de mudstone rouge violacé, de siltstone et de mudstone rubanés, rouge violacé et vert et, ça et là, de grès feldspathique rouge violacé, localement conglomératique ; ce dernier faciès affleure immédiatement au sud de la Faille de Raudin, à l'ouest du lac Caché (carte 2039A, hors-texte). Les roches de cette unité semblent aussi s'intercaler avec celles de l'unité 2a.

La figure 11 présente le modèle permettant d'intégrer les relations entre les diverses unités que nous venons de décrire, au sein du secteur ouest du Groupe de Maquereau. Ce modèle tient compte de l'intercalation constante

des unités 2b, 2c, 2d et 2e dans l'unité 2a et des relations observées entre les roches volcaniques et les sédiments (coulée de lave concordante ou dyke recoupant), ainsi que de la proximité d'un socle continental. Le matériel felsique abondant dans les conglomérats et le caractère très feldspathique des grès du Maquereau indiquent la présence d'une source continentale.

L'unité 2f est une unité structurale. C'est une brèche composée presque exclusivement de fragments provenant de l'unité 2a. Pour cette raison, nous l'avons incluse dans le Groupe de Maquereau. Cette unité sera décrite subséquemment.

Dans le secteur NW du Groupe de Maquereau, Hannah (1954, p. 24 et 91) a mis en évidence une zone d'altération à carbonate, dans la région du ruisseau des Pins : « *In the Pine Brook region, the Macquereau rocks have been metamorphosed to chists and have also been replaced by carbonate* ». Dans cette zone d'altération, toutes les lithologies prennent une teinte orangée. Sur la carte 2039A (hors-texte), nous avons délimité cette zone d'altération par une trame.

DISCUSSION SUR LA STRATIGRAPHIE DU GROUPE DE MAQUEREAU

L'ensemble des grès du Groupe de Maquereau se présente sous trois aspects : un grès vert et rougeâtre à interlits ferrugineux (« Formation de Chandler ») ; une séquence rythmique de grès vert, à feldspaths roses, intercalée avec des pélites et contenant des lentilles de basalte tholéiitique et de conglomérat (« Formation de Port-Daniel ») ; et, un grès massif très feldspathique, violacé et vert, à texture « granulaire » (« Formation de Newport »). Nous voulons montrer ici que le Groupe de Maquereau ne se subdivise pas en trois « formations » telles que définies par Ayrton (1967, p. 7), mais qu'il constitue plutôt une association de trois « faciès lithologiques » distincts.

La « Formation de Chandler », observable au quai de Chandler, se caractérise par la présence de minces lits de silstone ferrugineux violet, riche en hématite, dans un grès schisteux verdâtre, localement conglomératique (Ayrton, 1967, p. 13). Recartographiée par Caron (1984) cette « formation » ne représente plus qu'une superficie très petite de 1 km^2, ce qui est donc à la limite d'une unité cartographiable. Le grès de cette formation est très semblable à celui de la « Formation de Port-Daniel » et ne justifie pas d'en faire une formation distincte. Par ailleurs, les quelques niveaux conglomératiques dans la « Formation de Chandler » montrent surtout des fragments de siltstone hématitique et de shale rouge (Caron, 1984, p. 7), ces derniers étant très abondants dans la « Formation de Newport ». Nous proposons donc ici d'abandonner le terme « Formation de Chandler », mais de conserver l'expression : « faciès du quai de Chandler » qui demeurera utile pour désigner les grès verts à interlits ferrugineux.

La « Formation de Newport » se caractérise par des bancs de grès très feldspathiques épais et massifs, de couleur violacé et vert. Nous avons montré que les grès de cette « formation » s'intercalent dans ceux de la « Formation de Port-Daniel », et devraient donc être inclus dans la « Formation de Port-Daniel ». Nous proposons donc d'abandonner le terme de « Formation de Newport », mais de conserver l'expression « faciès de Newport », qui demeurera utile pour distinguer les grès violacés et verts

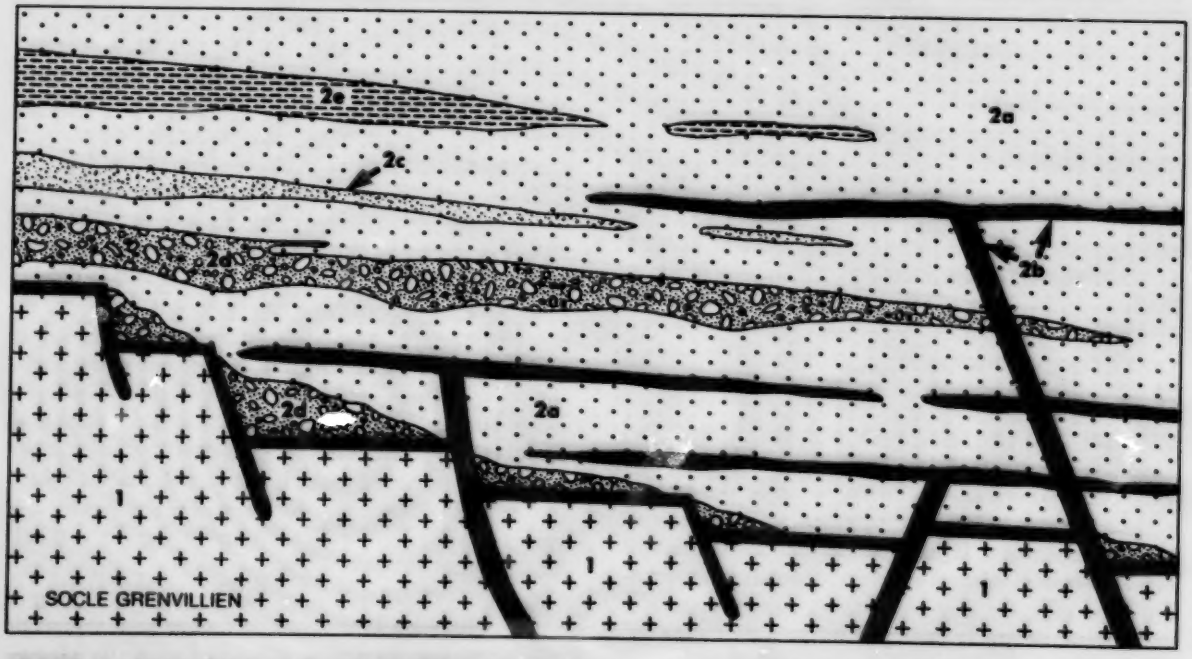


FIGURE 11 – Coupe schématique illustrant les relations entre les différentes unités cartographiées dans le secteur ouest du Groupe de Maquereau. Les numéros d'unités réfèrent à ceux de la carte géologique 2039A (hors texte).

très massifs. Selon Ayrton (1967, p. 14) : « *la Formation de Port-Daniel groupe utilement toutes les roches qui n'appartiennent pas nettement au Chandler et au Newport* ». Ainsi donc, d'après ce qui précède, le Groupe de Maquereau ne se composerait que de la Formation de Port-Daniel.

La partie inférieure du Groupe de Maquereau affleure à notre avis dans la partie ouest, au coeur de la structure anticlinale majeure. La présence de conglomérat et de roche volcanique dans cette séquence soulignent une activité tectonique importante dans la région source, lors du « rifting ». Nous pensons que les roches de la partie est du Groupe de Maquereau surmontent cette séquence et correspondent à un environnement de dépôt plus stable représenté essentiellement par une séquence de grès et de pélite.

Pétrographie

Dans cette section, nous aborderons successivement la pétrographie des grès, des conglomérats et des roches volcaniques du Groupe de Maquereau.

GRÈS DU GROUPE DE MAQUEREAU

La pétrographie des grès du Maquereau permet de préciser leur milieu et leurs conditions de dépôt et de vérifier l'interprétation d'un environnement de rift.

Données qualitatives

Les grès du Groupe de Maquereau sont des grès quartzo-feldspathiques, plus ou moins riches en matrice argileuse, verdâtres et tâchetés de petits feldspaths roses (unité 2a) ; ces grès peuvent également être rouges violacés et localement rubanés verts et violets (unité 2c). Ils varient de fins à très grossiers. Hannah (1954, p. 53) les a décrit ainsi : « *The Macquereau series, for the most part, is composed of rocks belonging to the sandstone-arkose series, and are, more or less fine to coarse-grained* ». La teneur en quartz, feldspath et matrice argileuse varie beaucoup, mais le pourcentage de fragments de roche est toujours très faible, ce qui permet de distinguer facilement les grès du Maquereau de ceux du Mictaw lesquels sont riches en fragments de roche. Il n'y a pas de différence notable entre la composition des grès du « faciès de Newport » et celle du « faciès de Port-Daniel ». Tous deux semblent dériver d'une source quartzo-feldspathique. La différence entre ces deux faciès se situe dans le processus de sédimentation : bancs de grès épais et massif pour le faciès de Newport et séquence rythmée de grès argileux et de shale pour le faciès de Port-Daniel.

Vingt lames minces ont été étudiées dans les grès du secteur ouest du Maquereau. Dans les parties sud et SW, les grès sont de plus en plus déformés en approchant de la Faille de la rivière Port-Daniel. Par contre, dans les parties centre et nord, les grès, bien que métamorphisés au faciès des schistes verts, ne présentent pas de déformation marquée et l'information pétrographique est bonne, malgré une altération poussée des feldspaths. Puisque Hannah (1954) a décrit en détail la pétrographie des grès du Groupe de Maquereau, nous insisterons ici davantage sur l'analyse modale de ces grès.

Données quantitatives

Des comptages de points ont été effectués sur 15 grès, répartis sur l'ensemble du Groupe de Maquereau (figure 12). Deux cent (200) points ont été suffisants pour assurer une bonne reproductibilité, étant donné que la majorité des composants se répartit entre le quartz et le feldspath. Les comptages ont été effectués sur sept grès moyens, six grès grossiers et deux grès très grossiers. Nous n'avons pas remarqué de différence significative parmi les différentes fractions granulométriques, excepté un grès très grossier plus riche en fragments lithiques.

Les composants de ces grès ont été classés en suivant les paramètres proposés par Dickinson (1970), Dickinson & Suczek (1979) et Graham *et al.* (1976). Les résultats des quinze comptages sont présentés à l'annexe 7. Le tableau 1 donne une moyenne pour la composition pétrographique des grès du Maquereau.

TABLEAU 1 – Composition pétrographique moyenne de 15 grès à grains moyens à très grossiers (0,3 à 1,5 mm) du Groupe de Maquereau (*n* = 200). Voir annexe 7.

Constituants	Moyenne %	Écart-type
Quartz monocristallin	34,7	15,5
Quartz polycristallin	5,4	3,8
Feldspath	38,4	15,8
Fragments sédimentaires	0,4	1,1
Fragments métamorphiques	0,6	1,5
Fragments volcaniques	1,2	2,6
Micas	2,4	2,8
Minéraux opaques	3,4	2,9
Matrice	13,0	3,4
Ciment	0,5	1,3

Les grès du Maquereau sont assez bien triés, les grains sont subanguleux à arrondis et la proportion de matrice varie de 8 à 18%. Le quartz (40% de toute la roche, variant de 16 à 69%) est essentiellement monocristallin (7 sur 8, en moyenne). Les feldspaths (38%, variant de 13 à 61%) sont très souvent altérés. Les plagioclases sont essentiellement de l'albite (An_4 à An_{14}) ; on observe aussi l'orthoclase, le microcline et des perthites. Hannah (1954, p.55), pour sa part, estime qu'environ 60% des grès du Maquereau contiennent plus de 30% de feldspath (observation au binoculaire). Les fragments de roche sont très peu abondants (2%). Parmi eux, les fragments de roche volcanique basique dominent, essentiellement à texture intersertale ; viennent ensuite quelques fragments sédimentaires (grès et shale), métamorphiques (métagrès) et plutoniques acides. Les micas (2 à 4%) sont surtout de la biotite, de la muscovite, de la séricite et de la chlorite. Dans le cortège des minéraux ac-

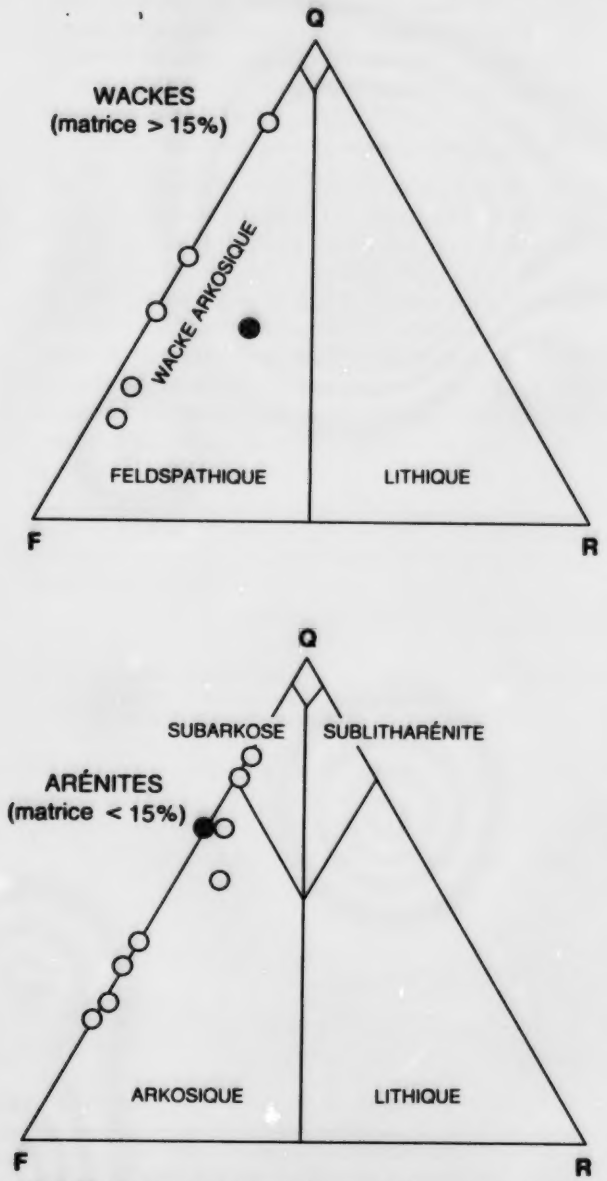


FIGURE 12 – Position des grès du Groupe de Maquereau dans le diagramme Q F R, d'après la classification de Dott (1964) modifiée. Q = quartz, F = feldspath, R = fragments de roche. Cercle vide : grès moyen à grossier ; cercle plein : grès très grossier.

cessoires, les plus abondants sont les oxydes de fer (3 à 4% de toute la roche), représentés surtout par l'hématite, avec un peu de magnétite. On rencontre également du zircon, du sphène, de l'épidote, de la tourmaline, de l'apatite, du grenat, du rutile et de la hornblende. La matrice, plus ou moins abondante (8 à 18%), est argileuse avec de fines paillettes de mica, et des petits grains de quartz et de feldspath. Le ciment se compose de silice et de carbonate.

Reportés dans la classification modifiée de Dott (1964), les grès du Groupe de Maquereau se répartissent également entre les arénites arkosiques et les wackes arkosiques (figure 12). Reportés dans les diagrammes Q-F-L et Qm-F-Lt de Dickinson *et al.* (1983) (figure 13), les grès du Maquereau indiquent une provenance à partir d'un bloc continental. En effet, l'ensemble des points tombe dans le domaine d'un socle soulevé ou dans celui d'une zone continentale de transition. Ces résultats soutiennent donc l'interprétation que le Groupe de Maquereau provient de l'érosion du socle continental grenvillien. Hannah (1954, p. 105) arrive à cette conclusion : « *a granitic landmass, which contained within it some sedimentary and/or metamorphic rocks, appears to have been the source area for the Macquereau sediments* ».

Neufs analyses chimiques de grès ont été effectuées dans le Groupe de Maquereau (annexe 6) dans le but de les comparer ultérieurement avec celles d'autres grès du Groupe de Mictaw (unités 5, 6 et 7) et du Mélange de la rivière Port-Daniel (unité 4). Dans l'ensemble, les grès du Groupe de Maquereau sont plus riches que les grès du Mictaw en : Fe_2O_3total, Al_2O_3, Na_2O, V et Ti, et ils sont plus pauvres en SiO_2, MgO, Cr et Ni. Nous interpréterons l'ensemble de ces données dans le chapitre traitant du Groupe de Mictaw.

CONGLOMÉRATS DU GROUPE DE MAQUEREAU

Les conglomérats du Groupe de Maquereau affleurent sous forme de lentilles discontinues, au sein des grès et des pélites de ce groupe. Le plus souvent, la matrice verdâtre et gréseuse est très semblable au wacke arkosique à feldspaths roses. Cette matrice supporte des fragments de plusieurs compositions, soit : roches quartzo-feldspathiques altérées, de couleur claire ; gneiss ; roches volcaniques basiques vertes et violettes ; quartzite blanc ; grès vert et violacé ; et shale violacé. La taille des fragments varie de 1 à 40 cm, pour une moyenne de 5 à 10 cm. Certains fragments de grès, de shale et de roche volcanique amygdalaire violette dérivent très certainement du Groupe de Maquereau lui-même (par « cannibalisme »). Les fragments ignés quartzo-felspathiques, les gneiss et les quartzites dérivent de roches plus anciennes, correspondant au socle grenvillien.

ROCHES VOLCANIQUES DU GROUPE DE MAQUEREAU

Nous n'avons pas étudié en détail les roches volcaniques du Groupe de Maquereau, car cette étude fait partie d'un projet du MERQ et d'une thèse de Maîtrise en cours (Wilson, en préparation.)

Trois types de volcanites ont été observés : 1) les plus abondantes sont des volcanites vert foncé, aphyriques, contenant parfois des petites amygdales millimétriques de chlorite ; 2) des volcanites vert foncé à phénocristaux centimétriques de plagioclase ; 3) des volcanites amygdalaires violettes (sous-unité 2bv). Interstratifiées avec les sédiments ou les recoupant localement, ces roches présentent le plus souvent une texture de lave massive. Quelques affleurements montrent de belles évidences de lave en coussin.

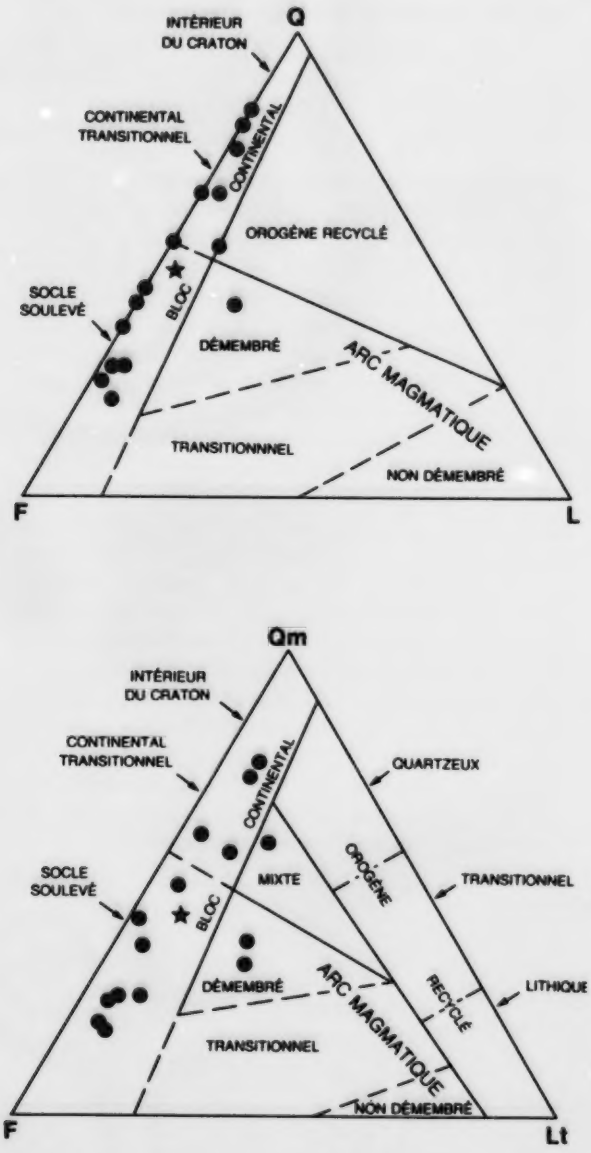


FIGURE 13 – Provenance des grès du Groupe de Maquereau, d'après Dickinson *et al.* (1983). L'étoile indique la moyenne.

En lame mince, ces roches présentent les textures suivantes : intersertale microlitique, subophitique, microlitique amygdalaire, et porphyrique pour le faciès à phénocristaux de plagioclase. Elles se composent de phénocristaux de plagioclase, de clinopyroxène (augite) et d'oxydes de fer-titane, avec une proportion variable de chlorite et d'épidote. Les roches volcaniques amygdalaires violettes se composent de fins microlites de plagioclase dans une pâte d'oxyde de fer-titane avec des amygdales de calcite.

Nous ne disposons que d'une analyse de roche volcanique (no. 92177) dans le Groupe de Maquereau (annexe 3). Celle-ci indique une lave basique (SiO_2 = 50%) relativement riche en fertitane (TiO_2 = 1.7%) et pauvre en K_2O, correspondant à une tholéiite subalcaline (« Low K-tholeiite »). Elle se corrèle chimiquement très bien, pour les éléments majeurs et les éléments traces, avec les tholéiites de la Formation de Lighthouse Cove, située à Terre-Neuve et au Labrador (Strong & Williams, 1972) ; ces roches se seraient mises en place à la même époque, dans un environnement semblable.

Structure

Nous traiterons d'abord des données géophysiques qui soulignent la structure du Groupe de Maquereau, puis nous aborderons les plis et les éléments structuraux qui leur sont associés, les failles majeures limitant le Maquereau et les brèches qui leur sont associées.

DONNÉES GÉOPHYSIQUES

Le bloc structural de Maquereau présente une anomalie gravimétrique positive atteignant 22 milligals (Seguin, communication orale). Cette anomalie est locale et épouse les contours du Maquereau. Le Groupe de Maquereau constitue donc un corps lourd, comparé aux roches avoisinantes. Cette anomalie serait causée par la nature même des roches qui composent le Maquereau (métagrès induré, basalte tholéiitique...) et aussi possiblement par la présence du socle grenvillien sous-jacent au Groupe de Maquereau. Les cartes aéromagnétiques du Gouvernement fédéral (5065G, 5066G, 5082G, 5083G) et un levé électromagnétique de détail (Dighem, 1974) soulignent la structure d'ensemble du Groupe de Maquereau, en mettant principalement en relief les roches volcaniques et les failles. Une étude des anomalies sur le terrain montre qu'il y a six sources d'anomalies magnétiques, que nous avons classées par ordre d'importance : 1) les roches volcaniques basiques, 2) la Faille de la rivière Port-Daniel et la Faille du lac Hunt, 3) le Mélange ophiolitique de Nadeau, 4) les sills de diabase intrusifs dans le Mictaw, 5) le socle grenvillien et 6) les brèches tectoniques. Ces anomalies ont été très utiles pour la localisation des bandes volcaniques qui affleurent mal, et aussi pour la découverte du socle grenvillien dans la zone de failles de la rivière Port-Daniel.

D'un point de vue structural, les anomalies causées par les bandes volcaniques dessinent un pli majeur dans la partie SW du Maquereau (carte 2039A hors-texte). Par ailleurs, la Faille de la rivière Port-Daniel montre une importante signature magnétique, alors que la Faille de Raudin n'en montre aucune, à l'exception de la zone de brèche au NW de Chandler (Ayrton, 1967).

PLIS ET ÉLÉMENTS STRUCTURAUX

Secteur cartographié

La structure du Groupe de Maquereau, dans le secteur ouest, est à la fois simple, de par la grande structure tardive bien visible sur photo aérienne et soulignée par les anomalies magnétiques (Dighem, 1974) et complexe, car les structures synschisteuses sont reprises par ce plissement majeur.

Les roches montrent généralement un clivage de flux S_1, plus ou moins pénétrant, le plus souvent subparallèle à la stratification et déformé par un clivage de crénulation S_2 (planche 3A), qui est fréquemment à angle droit avec le clivage S_1. Des kinks s'observent également, associés au clivage S_2 (planche 3C-D). Dans les niveaux fins, le clivage S_2 peut devenir très pénétrant. Un affleurement montre un pli ancien P_1 et son clivage S_1 repris par un clivage S_2 (planche 3B). D'autres plis mésoscopiques témoignent d'un plissement ancien P_1 associé au clivage de flux S_1. Nous n'avons pas observé de pli associé au clivage de crénulation S_2.

La stratification S_0 et les clivages S_1 et S_2 sont repris pour former un anticlinal majeur P_3, trait structural dominant de la partie ouest du Groupe de Maquereau. Cet anticlinal plonge fortement vers le SSW et ne montre aucun clivage axial (carte 2039A, hors-texte). Cette structure est tardive et vient fort probablement masquer l'orientation des plis anciens, ce qui rend très difficile toute interprétation de ces structures antérieures. Nous relions ce plissement P_3 à une épisode de compression tardif des unités du Maquereau, contre la Faille de la rivière Port-Daniel.

L'interprétation structurale que nous proposons pour le secteur ouest du Groupe de Maquereau diffère de celle qu'Ayrton (1967, p. 64) a proposée. Il a décrit des « plis isoclinaux » déversés vers le NW et plongeant abruptement vers le SE. En réalité, il a positionné la trace de la surface axiale de l'anticlinal majeur sur un flanc de cet anticlinal et a conclu qu'il s'agissait de plis isoclinaux.

Ensemble du Groupe de Maquereau

La côte du Maquereau sur la baie des Chaleurs offre une excellente coupe structurale. Elle a été étudiée par Ayrton (1967), Caron (1984) et Ringele (1982). Nous l'avons parcourue avec Caron et Ringele.

Deux phases importantes de déformations sont présentes sur la côte (figure 14). Une première phase a produit une succession de plis assymétriques P_1 d'orientation EW, déjetés et déversés vers le sud ; ces plis sont associés à un un clivage régional pénétrant S_1, à pendage nord d'environ 45° (planches 4A et 5A). On note que les flancs longs sont subhorizontaux et les flancs courts subverticaux (planche 4A). Les plis P_1 se sont effectués avec une composante. Ringele (1982, p. 13) mentionne une schistosité, très locale et peu évidente, antérieure au S_1 dont nous parlons ici. Nos P_1 et S_1 correspondent donc aux P_2 et S_2 de Ringele.

Les plis P_1 et le clivage S_1 ont été repris par une deuxième phase de déformation qui a produit un clivage de crénulation S_2, un réseau de kink-bands de direction SSW, parallèle à la côte, et quelques plis assymétriques P_2 de même orientation, déversés vers le SE (planches 4C, 4D et 5C, 5D). Nos P_2 et S_2 correspondent aux P_4 et S_4 de Ringele (1982, p. 20) qui a identifié une schistosité S_3 peu évidente et restreinte à certains niveaux pélitiques. Vers le sud, à partir de pointe Noire, la stratification et le clivage se redressent jusqu'à la pointe au Maquereau et la polarité sédimentaire, indiquée par le granoclassement, est toujours dirigée vers le sud (figure 14).

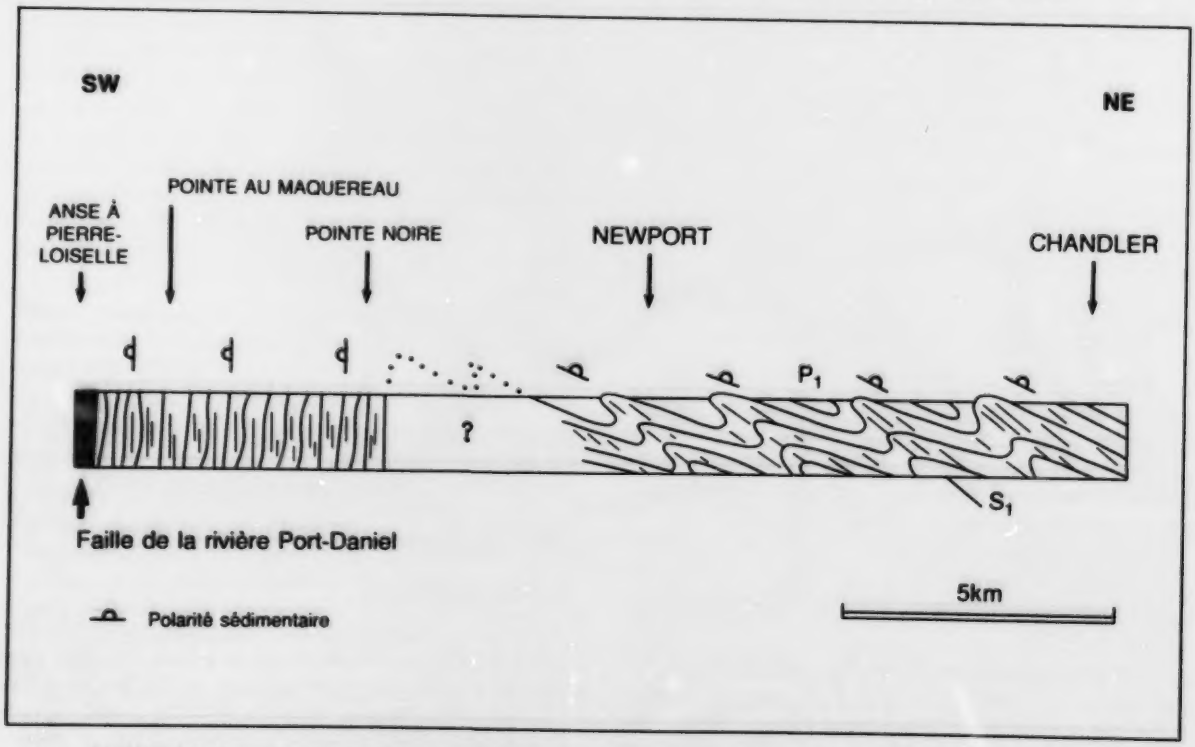


FIGURE 14 – Coupe structurale schématique du Groupe de Maquereau, le long de la côte (voir localisation sur figure 2).

Les structures de la partie est du Groupe de Maquereau sont essentiellement EW (plissement régional P_1) tandis que la structure dominante dans le secteur ouest est orientée vers le SSW (figure 15). Nous pensons que les structures EW ont été réorientées vers le SSW (structure anticlinale tardive) lors d'une compression contre la Faille de la rivière Port-Daniel, à la suite du mouvement de décrochement dextre le long de cette faille.

Caron (1984, p.5) souligne, dans son interprétation structurale du secteur est du Groupe de Maquereau, la présence de trois nappes de charriage comprenant des unités massives de grès très felspathique (faciès de Newport), reposant sur les grès du faciès de Port-Daniel. Nous avons vu précédemment que les grès du faciès de Newport et ceux du faciès de Port-Daniel sont interstratifiés dans le secteur ouest du Maquereau ; il ne faut donc pas parler de nappe de charriage, mais simplement de faille inverse accompagnée d'un décollement. Nous pensons en effet, que les grès massifs et épais du faciès de Newport se sont comportés d'une manière plus compétente que la séquence de grès et de pélite du faciès de Port-Daniel, lors du plissement régional P_1 (figure 14). Au lieu de se plisser, ils sont partis en décollement, à la faveur de niveaux de shale rouge sous-jacent, ce qui explique que ces masses de grès du faciès de Newport occupent de grandes bandes allongées, peu plissées et montrent souvent un faible pendage (Ayrton, 1967, pp. 6 et 19).

FAILLES MAJEURES

Plusieurs failles importantes affectent le Groupe de Maquereau. La Faille de la rivière Port-Daniel, nommée par Ayrton (1967, p. 12), limite le Groupe de Maquereau à l'ouest et au sud. La Faille de Raudin, nommée également par Ayrton (1967, p. 12), limite le Maquereau au nord. Le long de la côte, entre la pointe au Maquereau et Chandler, nous pensons qu'une faille importante pourrait être la cause du tracé rectiligne du Maquereau ; ce tracé-ci est à angle avec la direction régionale de la côte dans la baie des Chaleurs. Enfin, plusieurs autres failles ont été cartographiées à l'intérieur du Groupe de Maquereau.

Faille de la rivière Port-Daniel

La Faille de la rivière Port-Daniel marque le contact entre le Groupe de Maquereau d'une part, et le Mélange de la rivière Port-Daniel et les zones de brèches d'autre part (carte 2039A, hors-texte). Elle affleure à l'anse à Pierre-Loiselle, dans la partie sud de la côte (figure 3) et se prolonge vers l'ouest et le nord jusqu'à la zone de brèche (unité 2f) traversée par la rivière du Grand Pabos, au NW du Maquereau. Nous allons envisager l'étude de cette faille, successivement aux échelles macroscopique, mésoscopique et microscopique.

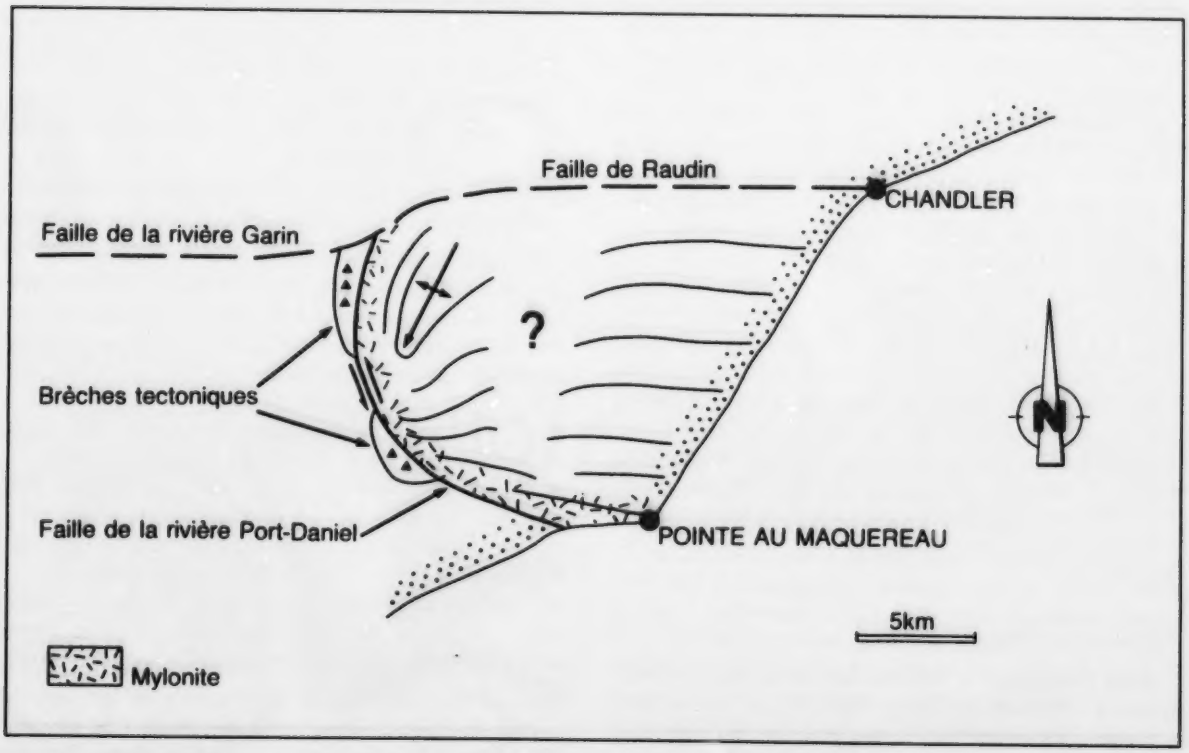


FIGURE 15 – Relation schématique (vue en plan) entre les structures dominantes des secteurs est et ouest du Groupe de Maquereau.

Échelle macroscopique

La Faille de la rivière Port-Daniel apparaît très nettement comme un linéament au tracé courbe dans la topographie régionale (figure 3). Une forte anomalie magnétique épouse ce tracé depuis le camp Honey-Moon jusqu'à l'anse à Pierre-Loiselle (Dighem, 1974). La présence de dolomie hydrothermale et de serpentinites fortement magnétiques le long de la faille, est la cause de cette anomalie. La cartographie de cette faille montre qu'il s'agit en réalité d'une zone de failles comprenant des copeaux de socle grenvillien (unité 1), de métagrès mylonitisé du Maquereau et de gneiss granitique du socle (unités 2a, 2f et 2fp). Le tracé de la Faille de la rivière Port-Daniel correspond donc à la limite entre cette zone de failles et le Groupe de Maquereau. Si ce tracé est bien identifiable au sud et à l'est du camp Honey-Moon, il ne l'est pas vers le nord. En effet, au nord du camp, entre les lithologies déformées mais non bréchiques du Maquereau (unité 2a), à l'est, et la zone de vraie brèche (unité 2f) à l'ouest, nous avons identifié une mince bande où l'on note une bréchification progressive (unité 2fp). Nous avons placé la faille au tout début des faciès bréchiques, sans toutefois l'observer aussi bien que dans la partie située au sud du camp Honey-Moon.

L'observation de la carte 2039A (hors-texte) nous montre que les pendages près de la faille sont, dans l'ensemble, abrupts et que les différentes unités épousent le tracé de cette faille. Ceci suggère une faille de décrochement dextre, en tenant compte de l'entraînement des strates (crochon) le long de cette faille. Dans l'hypothèse d'une faille normale, on s'attendrait à ce que les structures soient recoupées par la faille. Un autre argument vient appuyer l'hypothèse d'un décrochement dextre. En effet, les deux zones importantes de brèche tectonique (unité 2f) en bordure de la faille sont formées presque exclusivement de fragments de métagrès schisteux, injectés par des mobilisats quartzo-feldspathiques blanc ou rose (unité 2a). On ne retrouve pas dans cette brèche les roches volcaniques et les conglomérats qui affleurent juste à l'est de la faille. En considérant un mouvement dextre le long de la faille, ces brèches pourraient provenir d'un secteur vis-à-vis des roches déformées et injectées de la région de la pointe au Maquereau, qui sont très semblables aux fragments de la brèche tectonique. Par ailleurs, la géométrie en lentille des zones de brèche suggère un patron de copeaux anastomosés où affleurent des zones en compression (mylonites) qui passent en tension, avec bréchification des mylonites, dans une zone majeure de cisaillement.

Échelle mésoscopique

Dans l'ensemble, la déformation du Groupe de Maquereau à l'échelle de l'échantillon est peu intense, elle s'accentue cependant vers le sud et le SW, à l'approche de la Faille de la rivière Port-Daniel qui a donné aux roches une texture cataclastique poussée. Hannah (1954, p. 88) a décrit une telle répartition des roches déformées : *« The schist outcrops principally towards the outer margin of the Macquereau series »*. Il note également (p. 84) : *« The metamorphic effects are crushing, shearing and the development of ill-defined schists »*. On observe donc aux bords de cette faille une déformation importante, accompagnée d'un métamorphisme cataclastique. Ceci se traduit par un étirement des minéraux dans le plan principal de clivage, par une remobilisation et une injection de filonets de quartz et de matériel pegmatitique blanc-rose, le plus souvent dans le plan S_0-S_1 et par une transformation des grès et des basaltes en schiste à séricite et schiste à chlorite-épidote. Les roches sont devenues des mylonites typiques, évoluant des proto-mylonites aux ultra-mylonites (Higgins, 1971 ; Wise *et al.*, 1984).

Localement, le long de la rivière Port-Daniel, on observe des petits plis d'entraînement en « Z » qui indiquent un mouvement dextre (planche 6A). On observe également dans les schistes très déformés, des fabriques C et S indiquant elles aussi un mouvement dextre (planche 6B). Enfin ces schistes mylonitiques présentent une « shear band foliation » (Weijermars, 1984) indiquant encore un cisaillement dextre.

Du NE au SW, une coupe perpendiculaire à la zone de faille le long de la rivière Port-Daniel, à 1 km au NE du lac du Pain de Sucre, montre la succession suivante de faciès :

1- Métagrès et métabasalte stratifiés et déformés ;
2- Schiste mylonitique à quartz-séricite et à chlorite-épidote intensément déformé (planche 6B) ;
3- Roches du Maquereau dolomitisées, roche silicifiée massive et dolomie hydrothermale ;
4- Serpentinite magnétique dolomitisée et brèche de faille dolomitique, à nombreux fragments du Mélange de la rivière Port-Daniel ;
5- Shales vert et noir du Mélange de la rivière Port-Daniel avec un sill de diabase.

La zone de faille a une largeur de 300 m environ le long de cette coupe et comprend les faciès 2, 3 et 4. Cette largeur est très variable et n'est plus que de quelques mètres, le long de la rivière Port-Daniel, à 1,2 km au NW de la présente coupe. Ces mylonites ayant été bréchifiées par la suite, une telle variation de largeur n'est pas surprenante. La coupe décrite montre une grande différence structurale entre les mylonites du Maquereau (faciès 2) et les shales du Mélange de la rivière Port-Daniel (faciès 5), ce qui nous incite à conclure que la mylonitisation du Maquereau est un épisode précoce de l'histoire de la Faille de la rivière Port-Daniel et qu'elle est antérieure au « collage tectonique » du mélange contre le Maquereau, à la faveur de cette même faille. D'autres arguments étayeront cette conclusion dans la section réservée à l'étude des brèches.

Près du chalet d'accueil de la réserve de Port-Daniel, 100 mètres à l'est du pont qui traverse la rivière, Ayrton (1967, p. 71) a mis en évidence la présence de la faille, d'après un contact entre les « chloritoschistes » du Ma-

quereau et « le conglomérat de base (?) cisaillé » du Mictaw, affleurant dans le lit de la rivière. Ce dernier affleurement (conglomérat cisaillé) n'appartient pas au Mictaw mais est, à notre avis, une brèche de faille dolomitique, à patine orangée, contenant des fragments de dolomie, de conglomérat à cailloux arrondis de quartz blanc laiteux, de roches métamorphiques à séricite et de chert rouge.

Nous venons de décrire la Faille de la rivière Port-Daniel dans le secteur cartographié. Cette faille se prolonge vers l'est jusqu'à l'anse à Pierre-Loiselle où elle affleure de façon spectaculaire sur 60 m, au sein de roches siluriennes (figure 16). Logan (1846, p. 53), Northrop (1939, p. 32) et Ayrton (1967, p. 72) ont décrit cet affleurement. La répartition actuelle des formations siluriennes de part et d'autre de la zone de failles implique au moins deux mouvements (figure 16). La succession stratigraphique normale est, du plus ancien au plus récent : Formation de l'anse Cascon (ac), Formation de l'anse à Pierre-Loiselle (apl), Formation de la Vieille inférieure (lvi) et Formation de la Vieille supérieure (lvs). Côté SW, on retrouve le la Vieille supérieure (lvs) au niveau de la Formation de l'anse Cascon (ac) qui est situé dans la zone de failles, indiquant une relation de faille inverse. Côté NE, on retrouve la Formation de l'anse à Pierre-Loiselle (apl) en contact avec la Formation de l'anse Cascon (ac), ce qui indique une relation de faille normale, soulignée par le crochon des strates de l'anse à Pierre-Loiselle. Ces deux mouvements (1 et 2) se retrouvent le long de la rivière de l'anse à la Barbe, dans le coin SE de la carte 2039A (hors-texte). Au coeur de la zone de la failles (F) affleure une bande très déformée de serpentinite dolomitisée et de dolomie hydrothermale (dh) contenant localement des fragments de métagrès du Groupe de Maquereau (?). Nous corrélons ces roches avec les dolomies hydrothermales précédemment décrites le long de la rivière Port-Daniel. L'anomalie magnétique qui se poursuit jusqu'à l'anse à Pierre-Loiselle (Dighem, 1974) confirme cette corrélation.

Échelle microscopique

En lame mince, les mylonites associées à la Faille de la rivière Port-Daniel présentent des textures cataclastiques très typiques (planche 6C-D). Alcock (1935, p. 9) a été le premier à décrire ces textures. Les porphyroclastes de quartz et de feldspaths sont étirés (planche 6C), parfois brisés et montrent des phénomènes de dissolution et de recristallisation dans les ombres de pression. Les macles polysynthétiques des plagioclases sont courbées ou déformées par des plans de kink. Dans un stade plus avancé, la granulation est complète ; la roche devient une phyllonite et on n'observe qu'une alternance de bandes riches en quartz-feldspath et de bandes riches en séricite-chlorite (planche 6D). Dans un stade ultime, des plans de cisaillement reprennent la schistosité des phyllonites pour donner une fabrique C-S dextre (planche 6D).

FIGURE 16 – Faille de la rivière Port-Daniel à l'anse à Pierre-Loiselle. Pour les explications, se référer au texte. Modifié d'après Bourque *et al.* (1980, p. 52). F = zone de failles.

Age des mouvements le long de la faille

Ayrton (1967, p. 72) attribue les premiers mouvements le long de la Faille de la rivière Port-Daniel à une période pré-Mictaw. Nous pouvons maintenant affirmer qu'ils ont eu lieu à une période pré-Mélange de la rivière Port-Daniel, c'est-à-dire avant l'Ordovicien inférieur. Ces premiers mouvements sont par ailleurs postérieurs aux déformations (S_1 et S_2) acquises par le Groupe de Maquereau. Il est donc raisonnable de penser que cette faille a commencé à être active au Cambrien (supérieur ?). Les structures macro, méso et microscopiques indiquent, pour cette époque, une zone majeure de cisaillement ductile, dextre. Dans cette zone, un premier stade (phase 1a)(1) a consisté en une intense mylonitisation et en un métamorphisme cataclastique associé. Un deuxième stade (phase 1b) a produit une bréchification de ces mylonites. Possiblement, un troisième stade (phase 1c) a produit la courbure de la Faille de la rivière Port-Daniel, de même que la structure anticlinale majeure et tardive dans le Groupe de Maquereau que nous lui associons.

Une autre phase de l'histoire de la faille (phase 2) se situe à l'Ordovicien inférieur (pré-Llanvirnien), avant le dépôt du Groupe de Mictaw. Elle correspond au « collage tectonique » du Mélange de la rivière Port-Daniel et du Mélange ophiolitique de Nadeau contre le Groupe de Maquereau (phase 2a). C'est à cette époque que se sont mises en place dans la faille, les serpentinites et les dolomies hydrothermales. Probablement dû à un rejeu le long de cette faille (phase 2b), des brèches tectoniques ont été érodées et se sont déposées dans une séquence de mudstone cherteux à radiolaire du Mélange de la rivière Port-Daniel, près du camp Honey-Moon (planche 9A).

Une troisième phase de l'histoire de la Faille de la rivière Port-Daniel (phase 3) s'est produite à l'Ordovicien moyen (Llanvirnien), pendant le dépôt de la Formation de Neckwick. Un niveau de brèche tectonique a été érodé puis déposé dans les grès et les shales du Neckwick (planche 9B). Ceci est probablement dû à un rejeu local le long de la faille (phase 3a). À l'Ordovicien moyen ou supérieur, des mouvements ont affecté les copeaux de failles situés à la limite NW du Maquereau (phase 3b). Ceci est

(1) Référé au tableau 5, p. 100

prouvé par la présence d'une bande de grès du Neckwick entre le copeau de socle et la brèche tectonique (voir carte 2039A).

Une quatrième phase s'est produite durant l'orogénèse acadienne (Dévonien moyen et supérieur) et a affecté les roches siluriennes (unité 9). Deux mouvements distincts ont été enregistrés à cette époque : le premier serait un mouvement de faille inverse (phase 4a) vers le SW. Nous relions à cette phase la formation d'un bassin structural de 4 km de large, dans le coin SE de la carte 2039A (hors-texte), qui correspond au rebroussement d'un synclinal acadien. Le deuxième mouvement est un affaissement du compartiment NE (phase 4b) bien visible à l'anse à Pierre-Loiselle. Dans ce secteur, des stries horizontales sont présentes dans un plan de faille, témoignant d'un mouvement décrochant à cette époque. Néanmoins, nous ne favorisons pas cette hypothèse car : 1) des stries horizontales se retrouvent dans des strates de la Formation de l'anse Cascon, 250 m plus à l'est, où le déplacement observé est minime ; 2) un décrochement acadien devrait affecter significativement les roches cambro-ordoviciennes à l'est de la rivière de l'anse à la Barbe, ce qui ne semble pas être le cas ; 3) enfin, il est difficile d'envisager la formation du bassin structural uniquement par un décrochement. À cette époque également (Acadien), la Faille de la rivière Port-Daniel a été tronquée dans sa partie nord par la Faille de Raudin et par son extension vers l'ouest, correspondant à la Faille de la rivière Garin. Nous ne savons pas si la Faille de la rivière Port-Daniel a rejoué après le dépôt du Carbonifère.

En résumé, la zone de failles de la rivière Port-Daniel se caractérise par la présence de mylonite et de brèche tectonique (figure 15). Plusieurs mouvements ont eu lieu le long de cette cassure majeure depuis le Cambrien (supérieur ?) jusqu'au Dévonien supérieur.

Faille de Raudin

La Faille de Raudin, nommée par Ayrton (1967, p. 72), marque le contact entre le Groupe de Maquereau (unité 2) et la Formation de West-Point (unités 9f et 9g) du Groupe de Chaleurs, sur environ 25 km. Elle se prolonge vers l'ouest par la Faille de la rivière Garin, définie par Malo (en préparation). Ces deux failles recoupent, à angle droit, la faille plus ancienne de la rivière Port-Daniel. La Faille de Raudin tronque les unités lithologiques du Groupe de Maquereau, à la différence de la Faille de la rivière Port-Daniel qui est subparallèle aux contacts lithologiques (carte, hors-texte). Par ailleurs, nous n'avons observé aucune texture cataclastique dans le Groupe de Maquereau associée à la Faille de Raudin. Localement, une étroite zone de brèche calcareuse souligne le tracé de la faille. Comparée à la Faille de la rivière Port-Daniel, l'histoire de la Faille de Raudin est donc beaucoup plus simple. Elle serait reliée à un décrochement dextre acadien, ce mouvement ayant été assigné à la Faille de la rivière Garin, à l'ouest du secteur cartographié (Malo, en préparation).

Ayrton (1967) a cartographié au NW de Chandler (à l'est de notre carte) une bande de brèche reliée à la Faille de Raudin ; celle-ci affleure principalement le long de la rivière du Grand Pabos, sur une largeur d'environ 600 m. Une anomalie magnétique (Dighem, 1974) souligne cette bande. En réalité, les roches ne sont que très localement bréchiques. La caractéristique de cette bande est de contenir des roches métamorphiques et des roches du Maquereau, plus métamorphiques que celles situées immédiatement au sud. Du nord au sud, la coupe de la rivière du Grand Pabos montre 7 faciès distincts :

1- Siltstone et grès fins verts, clivés, appartenant à la Formation de West Point (sur plus d'un km) ;
2- Roche métamorphique à quartz-feldspath-chlorite-biotite et muscovite-séricite, fortement recristallisée, ayant un aspect massif ou présentant une bonne foliation métamorphique (injections de veines pegmatitiques rouges riches en muscovite, ségrégations quartzeuses) ;
3- Roche silicifiée orangée ;
4- Métagrès à feldspaths roses du Maquereau bien folié et peu bréchique ;
5- Zone de faille très fracturée avec roche à patine orangée ;
6- Métagrès folié à felspaths roses ;
7- Grès feldspathique et pélite violacée du Groupe de Maquereau.

Les faciès 2 à 6 témoignent d'un niveau structural plus profond, contrastant avec les faciès 1 et 7. Cette coupe montre la présence de roches métamorphiques associées à la Faille de Raudin, indiquant probablement des mouvements plus anciens (pré-Acadien) le long de cette faille.

Faille côtière du Groupe de Maquereau

Nous pensons que le tracé rectiligne de la côte du Maquereau, qui contraste avec la direction régionale de la côte, le long de la baie des Chaleurs, est causé par une faille majeure subparallèle à la côte (voir figure 15). La photo satellite Landsat de cette région montre cette cassure. Une zone importante de failles – incluant des brèches et des roches très fracturées – située le long du rivage, à 1,5 km au NE des quais de Chandler (Caron, 1984, p. 22), pourrait souligner la présence de cet accident majeur. Enfin, les kinks S_2 et les plis P_2 (planches 4 et 5) ont une direction parallèle à la côte et pourraient avoir été causés par des mouvements le long de cette faille, après le plissement régional P_1 du Groupe de Maquereau.

Failles à l'intérieur du Groupe de Maquereau

Les orientations structurales dans la partie nord du secteur cartographié du Groupe de Maquereau divergent de part et d'autre de la Faille du lac Hunt, nommée par Ayrton (1967, p. 74). Cette faille recoupe la stratification

et le clivage régional S_1. Elle pourrait être responsable de la structure plissée complexe, au sud de cette faille, dans le secteur de la rivière du Grand Pabos Ouest. Une zone d'altération hydrothermale lui est associée dans le secteur du ruisseau des Pins (zone tramée sur carte 2039A).

BRÈCHES TECTONIQUES ASSOCIÉES À LA FAILLE DE LA RIVIÈRE PORT-DANIEL

Le long de la Faille de la rivière Port-Daniel, deux zones lenticulaires de brèche (unité 2f) séparent le Groupe de Maquereau du Groupe de Mictaw. Plus au nord, dans la rivière du Grand Pabos Ouest, une zone de brèche équivalente sépare le Groupe de Maquereau du Groupe de Chaleurs. La compréhension de l'origine de ces brèches et de ses relations avec les unités adjacentes est de toute première importance pour expliquer l'évolution structurale de la boutonnière de Maquereau-Mictaw. Nous avons donc étudié en détail ces brèches sur le terrain, ainsi que sur 20 lames minces. Blais (1985) a étudié la structure et le métamorphisme de ces brèches en lame mince. Ses résultats sont inclus dans cette section.

Travaux antérieurs

Ces brèches ont été interprétées dans le passé comme un conglomérat grossier, à la base du Groupe de Mictaw (Alcock, 1935, p. 10 et 14 ; Hannah, 1954, pp. 27 et 133), constitué presque exclusivement de fragments de Maquereau métamorphisé. Les fragments de granite blanc rosé de ce « conglomérat de base » se retrouvent dans le Mélange ophiolitique de Nadeau (Northrop, 1939, p. 11). Hannah (1954, p. 102) a contredit cette corrélation : « The granite cobbles [...] in the basal conglomerate were not similar to the grey muscovite granite ». Hannah (1954) « has found pegmatite cutting the basal conglomerate of the Mictaw Group ». Ceci est faux car la « pegmatite » est en réalité un injectat quartzo-feldspathique blanc et rose, relié au métamorphisme du Maquereau et présent comme fragment dans la brèche, sans la recouper. Ayrton (1967, p. 25) a émis des doutes sur les termes « conglomérat » et « de base », et il considère que ces roches sont d'anciens talus d'éboulis formés le long d'un escarpement de faille. Il préfère le terme « brèche sédimentaire ». Par contre, pour la brèche très semblable qui affleure dans la rivière du Grand Pabos Ouest, il parle de « brèche tectonique » (1967, p. 9). Plus récemment, ces brèches ont été reliées au soulèvement du « Horst » du Maquereau (Williams & St-Julien, 1982, p. 190). Ainsi donc, ces brèches posent le problème de leur origine, sédimentaire(?), tectonique(?) ou les deux(?). C'est ce que nous avons tenté d'éclaircir.

Descriptions de terrain

Les brèches bordant le Groupe de Maquereau forment des unités structurales massives qui se composent de fragments essentiellement anguleux et parfois arrondis, d'une taille moyenne de quelques centimètres (planche 7A). Certains fragments atteignent 70 cm de diamètre. Le métagrès argileux à feldspath rose du Groupe de Maquereau représente plus de 90% des fragments, donnant un caractère essentiellemnt monogénique à cette brèche (planche 7B). Les fragments de grès sont toujours déformés (proto à ultra-mylonite) et métamorphisés, présentant de nombreux mobilisats lit par lit (blancs et roses) de composition quartzo-feldspathique. Le métamorphisme et la déformation du Groupe de Maquereau précèdent donc la bréchification. On trouve également quelques rares fragments de roche volcanique du Maquereau (schiste à chlorite) et plusieurs fragments de gneiss granitique (reconnus par Alcock, 1935, p. 14 et Ayrton, 1967, p. 25), ceux-ci étant très semblables aux roches du socle grenvillien qui affleure juste au nord (planche 7D). Dans la rivière du Grand Pabos Ouest, la brèche montre quelques fragments de calcaire rouge déformé, d'origine inconnue. La matrice de ces brèches est peu abondante et les fragments forment un réseau très dense en se touchant les uns les autres. La bande de brèche située au SW du Groupe de Maquereau n'est pas toujours bréchique à l'échelle de l'affleurement, mais se compose toujours de métagrès folié à feldspaths roses du Maquereau.

Ayrton (1967, p. 26) a cartographié un synclinal et un anticlinal au sein de la zone de brèche qui affleure au nord du Mélange de la rivière du Milieu (unité 6). Mis à part le contact même de la brèche (unité 2f) et du Mélange de la rivière Port-Daniel (unité 4) qui montre quelques plissements (carte 2039C ; S_0, domaine 1), nous n'avons trouvé aucune évidence de telles structures au sein de la brèche.

Contact brèche-Maquereau

La Faille de la rivière Port-Daniel marque, sur la carte, le contact entre les brèches et les roches du Maquereau. Dans la partie où la faille est orientée NS, nous avons observé, sur le terrain, une zone de bréchification progressive de 100 m de large, où des roches déformées non bréchiques du Maquereau passent aux vraies brèches. Le tracé de la faille est placé à la limite du Maquereau non bréchique. Les brèches semblent faire partie d'une zone de faille dans laquelle la Faille de la rivière Port-Daniel marque la limite est de la bréchification. Le contact entre la brèche et le Maquereau est donc un contact tectonique. Près du contact avec le Maquereau, la brèche présente une matrice (M1) quartzo-feldspathique identique aux fragments et résultant du fin broyage de ces fragments (planche 8A-B).

Contact brèche-Mélange de la rivière Port-Daniel

Dans le secteur du camp Honey-Moon (voir carte 2039A), la rivière Port-Daniel montre une coupe où sont interstratifiés sur 500 m des zones de brèche avec des mudstones cherteux rouges à radiolaires, comprenant quelques intercalations de grès (figure 17 ; planche 9A). Le contact est ici très nettement sédimentaire. La ma-

trice quartzo-feldspathique (M1) est peu abondante. Par contre on voit une deuxième matrice (M2) qui est composée de mudstone rouge remplissant les interstices entre les fragments (planche 8C). Cette matrice est, elle-aussi, peu abondante (quelques %).

Contact brèche-Mictaw

Vers l'extrémité nord de la Formation de Neckwick (unité 5), le long de la rivière Port-Daniel, un lit de brèche de 1 à 3 m d'épaisseur est interstratifié dans les grès et les shales verts de cette formation, à proximité de son contact avec la zone de brèche (planche 9B). Alcock (1935, p. 14) et Ayrton (1967, p. 26) mentionnent cet affleurement. La matrice est peu abondante, un granoclassement des fragments est observable et une matrice de mudshale vert (M3), pas plus abondante que les précédentes, remplit des interstices entre les fragments (planche 8D). Les strates du Mictaw, au contact de la brèche, ne sont pas déformées et reposent en discordance au-dessus. L'interstratification d'un niveau de brèche dans la Formation de Neckwick confirme l'existence d'un contact sédimentaire entre cette formation et la brèche du Maquereau.

Pétrographie et structure en lame mince

Nous avons reconnu, en lame mince, les trois matrices M1, M2 et M3 identifiées sur le terrain (planche 8). Nous avons aussi identifié, par la même technique, les métagrès mylonitiques du Maquereau qui présentent des textures cataclastiques typiques allant des protomylonites aux ultramylonites (planche 8A) (Higgins, 1971). Ces fragments de mylonite représentent la majorité des fragments. On rencontre localement des fragments composés de quartz-felspath-biotite-chlorite (gneiss granitiques) et, plus rarement, de schistes à épidote-chlorite (roche volcanique).

En lame mince et sur le terrain, les brèches associées au Mélange de la rivière Port-Daniel et au Groupe de Mictaw montrent parfois des fragments bréchiques au sein de la brèche dans la brèche (planche 7C), impliquant plusieurs phases de bréchification. La présence de matrices distinctes M1, M2 et M3 implique une histoire complexe pour ces brèches.

Métamorphisme

L'ensemble du Groupe de Maquereau a été métamorphisé au faciès inférieur des schistes verts. Les grès et les shales contiennent communément de la séricite et de la chlorite. Par contre, les métagrès mylonitiques, présents dans la brèche et près de la Faille de la rivière Port-Daniel dans le Maquereau, montrent l'apparition de fines biotites hydrothermales et aussi, localement, de petits grenats (Blais, 1985). C'est donc un niveau de métamorphisme correspondant au faciès supérieur des schistes verts, que nous attribuons à un métamorphisme

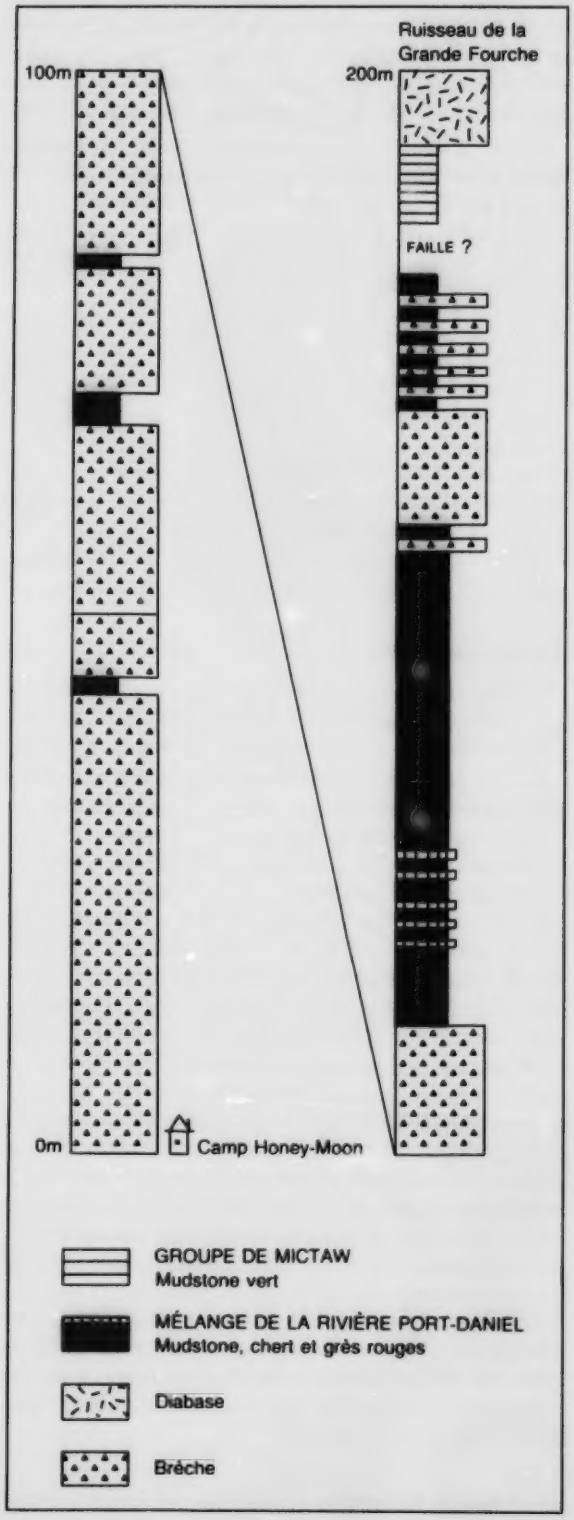


FIGURE 17 – Coupe stratigraphique montrant l'interstratification de la brèche du Maquereau dans le Mélange de la rivière Port-Daniel.

dynamique cataclastique, associé à la mylonitisation le long de la Faille de la rivière Port-Daniel. Ce degré de métamorphisme est comparativement plus élevé que celui de l'ensemble du Groupe de Maquereau.

Conclusion sur les brèches

Les brèches associées à la Faille de la rivière Port-Daniel se composent de métagrès mylonitiques du Groupe de Maquereau et plus rarement de gneiss granitique du socle grenvillien. Elles ont une origine tectonique et résultent de mouvements de décrochement le long de la faille. Ces mouvements ont produit des mylonites qui ont été tardivement bréchifiées et partiellement broyées dans les zones en tension, créant des fragments de mylonite dans une matrice M1 de même nature. Cette brèche est interstratifiée, au sommet du Mélange de la rivière Port-Daniel, avec des mudstones rouges. Une matrice M2 de mudstone rouge est alors présente dans la brèche. Par ailleurs, cette brèche est interstratifiée avec des mudstones verts et des grès près de la base de la Formation de Neckwick du Groupe de Mictaw. Une matrice M3 de mudshale vert est alors présente dans la brèche.

Conclusion

Nous attribuons au Groupe de Maquereau un âge Hadrynien à Cambrien inférieur. L'interstratification de cinq unités, ayant le plus souvent une forme lenticulaire, a été mise en évidence dans la partie ouest du Groupe de Maquereau. Une coupe de référence supplémentaire est proposée le long de la rivière du Grand Pabos Ouest. Le Groupe de Maquereau étant constitué de trois faciès principaux, nous recommandons d'abandonner l'ancienne division qui comprenait trois formations définies par Ayrton (1967).

Les données stratigraphiques nous conduisent à interpréter le dépôt du Groupe de Maquereau dans un environnement de rift, en milieu continental ou peu profond, précédant l'ouverture de l'océan proto-Atlantique. Les lithologies du Groupe de Maquereau sont très semblables à celles du « Culpeper basin » appartenant aux « Mesozoic pull-apart basins » de l'Est américain (Virginie du nord) ; celles-ci sont associée à un environnement de rift en milieu lacustre et sont datées Jurassique inférieur (Hentz, 1985). La pétrographie des grès et des conglomérats indique une source constituée essentiellement du socle grenvillien et des roches recyclées du Maquereau.

Du point de vue structural, en accord avec les auteurs qui nous ont précédé, nous avons mis en évidence une déformation du Groupe de Maquereau au Cambrien (supérieur ?). Une telle période de déformation précoce est bien connue dans les Calédonides (« Grampian and Dalradian Orogeny »), mais très peu documentée en Amérique du Nord. La déformation du Groupe de Maquereau représenterait une phase très précoce de l'orogénèse taconique appelée taconique 1 (orogénène gaspésienne de Ayrton, 1967, p. 62). Cette phase est probablement soulignée dans la région de Thetford-Mines, au SW de Québec, par la présence de fragments métamorphiques dans la brèche de Coleraine, d'âge Ordovicien (Hébert & Laurent, 1979), indiquant pour ces fragments une déformation antérieure à la formation de la brèche.

La coupe du Groupe de Maquereau, le long de la côte, met en évidence un déversement des plis vers le sud. Cette structure ne doit pas être mise en relation avec le déversement des plis vers le nord, dans les nappes cambro-ordoviciennes du nord de la Gaspésie. En effet, ces évènements structuraux ne se sont pas produits durant la même phase de l'orogénèse taconique.

Mélange ophiolitique de Nadeau (unité 3)

Introduction

Le Mélange ophiolitique de Nadeau (nouveau nom) tire son nom du ruisseau Nadeau, présent dans le canton de Weir. Ce lithodème (N.A.S.C., 1983) se nommait auparavant « Serpentinite du Canton de Weir » (Ayrton, 1967, p. 49). Il affleure dans la partie NW de la carte (deux kilomètres à l'ouest des groupes de Maquereau et de Mictaw) sous forme d'une lentille orientée NE-SW, longue de 5 km et large de 0,6 km. Ce mélange est entouré de roches sédimentaires siluriennes du Groupe de Chaleurs (unités 9b, 9c, etc.) excepté à son extrémité NE, où il est en contact avec un copeau de métagrès déformé (unité 2a) du Groupe de Maquereau. Deux cours d'eau entaillent fortement le mélange et offrent de bonnes coupes ; il s'agit du ruisseau Nadeau et de la rivière Port-Daniel. La zone où l'on retrouve ce mélange est caractérisée par des colline dénudées, de teinte chamois. La végétation y est pauvre et parsemée, dû à la prédominance des roches ultrabasiques.

Le Mélange ophiolitique de Nadeau se compose de blocs (taille décimétrique à hectométrique) de granite, de granodiorite, d'amphibolite, de grès métamorphique tufacé et de péridotite tectonique septentinisée, dans une matrice de serpentinite schisteuse (figure 18 ; planche 9C-D). Cette description nous incite à définir cette unité structurale comme un « Mélange ophiolitique ». Le terme « mélange » s'applique bien ici car il s'agit d'une unité structurale constituée de blocs dans une matrice. De plus, ce mélange présente les caractéristiques essentielles d'un mélange ophiolitique (Gausser, 1974, p. 483) : présence de roches de la séquence ophiolitique (ici, les péridotites tectoniques) et aussi de roches non ophiolitiques (blocs exotiques d'amphibolite de métagrès tufacé et de granite). La matrice du mélange peut être ophiolitique (fréquemment composée de serpentinite cisaillée tectoniquement).

Les travaux antérieurs concernant le Mélange ophiolitique de Nadeau considèrent essentiellement les blocs et l'ensemble du mélange comme des « intrusions » ; la notion même de mélange étant alors inconnue. Par exemple, pour Alcock (1935, pp. 11 et 12) : « *Serpentinized peridotite intrudes the Macquereau sediments in Weir township [...]. The serpentine intrusions commonly show a border of amphibolite [...]. Dykes of granite are cutting the Macquereau, the hornblende schists, and the serpentine* ». Alcock considérait les roches autour du mélange comme appartenant au Groupe de Maquereau. Hannah (1954, p. 29) les a inclus dans le Groupe de Mictaw. Finalement, Ayrton (1967, p. 9) les a inclus, avec raison, dans le Groupe de Chaleurs (Silurien). Ayrton (op.cit., p. 49 et carte 1568-D) a été le premier à cartographier cette « serpentinite » et à la décrire en détail dans la sec-

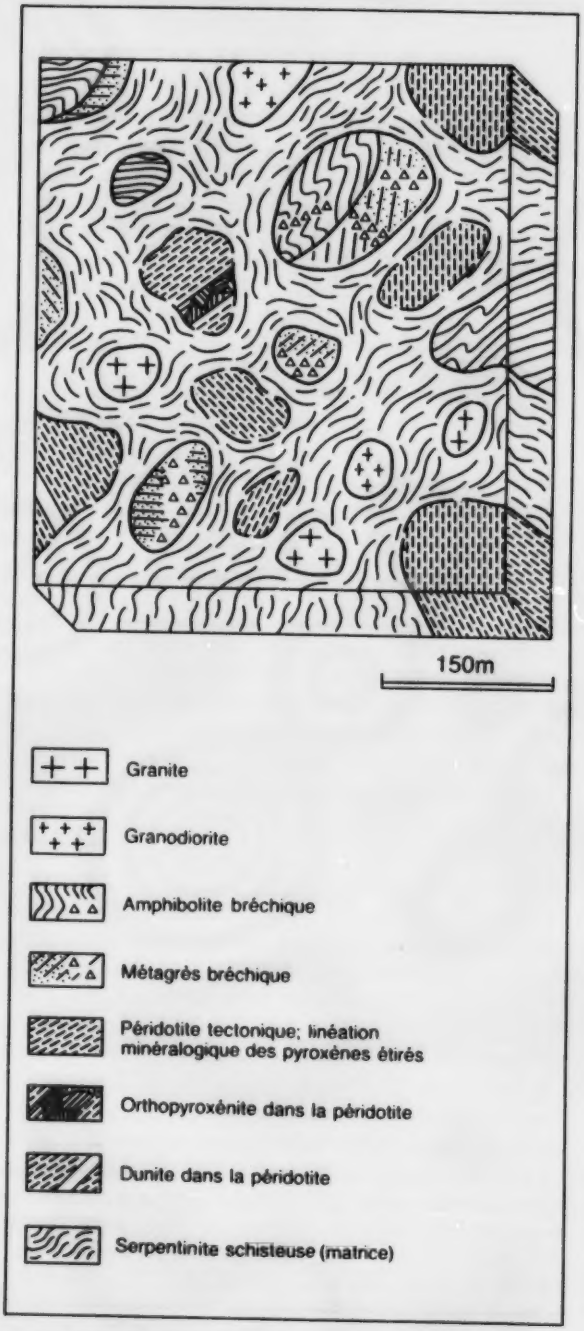


FIGURE 18 – Relations structurales schématiques entre les différentes lithologies du Mélange ophiolitique de Nadeau.

tion des roches intrusives : « *Un amas lenticulaire de serpentinite [...] a envahi des strates siluriennes du Groupe de Chaleurs Bay [...]. La serpentinite renferme de nombreuses grosses enclaves ; du granite la recoupe* ». Plus récemment, Williams & St-Julien (1982, p. 190) écrivaient : « *the serpentinite melange is interpreted as a diapir, protruding from an underlying trust sheet of ultramafic rocks* ». Le Mélange ophiolitique de Nadeau a été prospecté pour les fibres d'amiante (Harvie, 1921) et pour la chromite (Mc Gerrigle, 1942).

L'âge du mélange ne peut être déterminé avec précision. Nous verrons qu'il contient des blocs précambriens datés de plus de 1,4 Ga. Un âge probable pour la formation du mélange serait l'Ordovicien inférieur. Tout comme le Mélange de la rivière Port-Daniel, le Mélange ophiolitique de Nadeau est postérieur aux déformations du cambrien (tardif ?) qui affectent le Maquereau, y compris les déformations (mylonite et brèche) associées à la Faille de la rivière Port-Daniel. On ne retrouve en effet aucune des lithologies de ces mélanges dans les zones de brèche associées au Groupe de Maquereau (unité 2f).

Par ailleurs, le contact entre le Mélange ophiolitique de Nadeau et les roches mylonitisées du Maquereau au NE du mélange est un contact de faille (Faille de la rivière Port-Daniel) semblable au contact du Mélange de la rivière Port-Daniel (unité 4) avec les mylonites du Groupe de Maquereau (unité 2f). La formation et le collage tectonique du Mélange de la rivière Port-Daniel au Groupe de Maquereau se sont effectués avant l'Ordovicien moyen car les strates du Mictaw, d'âge Llanvirnien, recouvrent en discordance ce mélange. Il est donc raisonnable de penser que la formation du Mélange ophiolitique de Nadeau et son collage tectonique contre le Groupe de Maquereau, à la faveur de la Faille de la rivière Port-Daniel, se sont aussi effectués avant l'Ordovicien moyen.

Aperçu structural

Une anomalie magnétique positive importante souligne l'aire d'affleurements du Mélange ophiolitique de Nadeau (M.E.M.R., Canada carte 5066G). Celui-ci affleure au coeur d'une structure anticlinale plongeant légèrement vers le SW et affectant aussi les roches siluriennes du Groupe de Chaleurs (carte 2039A, hors-texte). Un synclinal déversé borde le mélange au SE et deux failles de chevauchement recoupent la séquence silurienne au NW du mélange. Le Mélange ophiolitique de Nadeau est en contact, à son extrémité NE, avec un copeau de métagrès mylonitisé du Groupe de Maquereau (unité 2a), coincé dans la zone de Faille de la rivière Port-Daniel. Nous pensons donc que ce contact correspond à la Faille de la rivière Port-Daniel.

Sur la carte de l'été 1982 (De Broucker, 1983a), nous avions tracé une faille majeure en interprétant la présence du mélange ophiolitique comme un copeau tectonique mis en place à la faveur d'une faille inverse, au travers des roches du Groupe de Chaleurs. Les pendages forts vers le NW, de part et d'autre du mélange (Ayrton, 1967, carte 1568-D), permettaient d'avancer cette interprétation. Cependant, la cartographie des roches siluriennes affleurant dans un ruisseau situé à 500 m au SW du mélange a montré qu'une telle faille n'existait pas et qu'une structure anticlinale se dessinait, avec un très bon contrôle sur la relation clivage – stratification, dans le prolongement SW du mélange. Nous en concluons que les strates du Groupe de Chaleurs épousent les contours du Mélange ophiolitique de Nadeau et que l'hypothèse d'un copeau tectonique remonté par faille doit être abondonnée.

Deux hypothèses restent envisageables : 1) le mélange est monté lors du plissement, par diapirisme, au coeur de l'anticlinal qui affecte le Groupe de Chaleurs ; 2) les roches du Groupe de Chaleurs reposent en discordance sur le mélange, tout comme elles reposent en discordance, juste à l'est, sur le Groupe de Mictaw. Nous favorisons ces deux hypothèses qui ne sont pas contradictoires mais complémentaires. La discordance pouvait exister pendant le dépôt des strates siluriennes et le diaparisme a pu se produire pendant le plissement. C'est pour cette raison que nous avons indiqué les limites du mélange tantôt avec un symbole de discordance, tantôt avec un symbole de faille.

La discordance du Groupe de Chaleurs sur le Mélange ophiolitique de Nadeau n'est pas observable directement sur le terrain ; nous l'avons déduite à partir des strates siluriennes qui épousent les contours du mélange. Nous observons plutôt un contact de faille (entre le mélange et le Groupe de Chaleurs). Le meilleur affleurement se situe dans le ruisseau Nadeau, à la limite NW du mélange. On observe dans la faille des serpentinites calcareuses bréchiques, vertes et rouge violacé (marbre antique), des copeaux métriques d'amphibolite, des shales rouges et des fragments calcaires. La présence de roches siluriennes dans cette faille implique un mouvement post-silurien, probablement contemporain au plissement. Toujours au NW du mélange, le long de la rivière Port-Daniel, les calcaires fortement clivés de la Formation de la Vieille (unité 9d) sont très déformés au contact du mélange (De Broucker, 1984b, p. 39). Le long du ruisseau Nadeau, à la limite SE du mélange (entre la serpentinite et les grès de la Formation de Weir), se trouve un affleurement de plusieurs mètres, composé de shale gris-noir à blocs décimétriques de siltstone calcaro-dolomitique chamois, correspondant possiblement au Mélange de la rivière Port-Daniel (unité 4 ?). Toujours à la limite SE du mélange, un affleurement semblable de shale vert et noir se retrouve, sur un mètre de largeur, le long de la rivière Port-Daniel, en contact avec les grès de la Formation de Weir (unité 9b). Le shale vert et noir est associé, à cet endroit, à une séquence de shale et de grès localement très bréchique du Mélange de la rivière Port-Daniel (planche 11A).

Au NW, cette séquence de grès et de shale est en contact de faille avec une serpentinite schisteuse et une brèche de serpentinite (ophicalcite). Une brèche de serpentinite identique se retrouve en bloc dans le Mélange de la rivière Port-Daniel, à 500 m au sud du camp Honey-Moon (planche 11C).

D'après ces observations, il semble qu'une partie du Mélange de la rivière Port-Daniel (unité 4) soit proche du Mélange ophiolitique de Nadeau (unité 3) et sous-jacent à la discordance du Groupe de Chaleurs. Il a pu remonter localement au cours du diapirisme.

Une dernière observation souligne le contact de faille entre le Mélange ophiolitique de Nadeau et le Groupe de Chaleurs. Il s'agit d'une brèche (1,5 m de largeur) de serpentinite verte cimentée par de la calcite blanche, qui recoupe les grès et les shales de la Formation de Weir, le long du ruisseau Nadeau, à 80 m au sud du mélange (loc.5). Cette brèche semble indiquer une remobilisation locale de la serpentine dans les roches encaissantes, lors du plissement et du diapirisme.

Après la description des contacts du Mélange ophiolitique de Nadeau avec les roches encaissantes, voyons maintenant la structure interne de ce mélange. Le trait structural dominant est la présence de blocs de taille décimétrique à hectométrique, de forme le plus souvent arrondie, dans une matrice de serpentinite (figure 18). Cette structure s'observe à l'échelle du mélange (planche 9C) et aussi à l'échelle de l'affleurement (planches 9D et 10D). Les blocs sont entourés par la serpentinite schisteuse. La topographie escarpée du mélange fait ressortir les blocs et résulte d'une érosion différentielle de la matrice tendre et des blocs ignés et métamorphiques résitants.

Une autre caractéristique structurale importante est la présence de brèches au sein de toutes les lithologies du mélange. Les brèches n'ont pas d'orientation préférentielle, elles se répartissent le plus souvent en amas ou dykes bréchiques au sein de la roche « saine », présentant les caractères de brèches d'expansion avec ouverture et remplissage des fractures par une matrice de composition identique aux fragments (autobréchification). Ce type de brèche s'observe particulièrement dans l'amphibolite (planche 10A), le métagrès tufacé et, localement, dans la pyroxénite et les roches granitiques. Ces brèches ne sont pas d'origine tectonique, vue leur répartition aléatoire. Elles ne s'alignent sur aucune zone de faille dans le mélange ou dans les blocs. De telles brèches se formeraient en milieu océanique et se développeraient sous l'action des gaz ou de la fluidisation (Williams & Malpas, 1972). Tout au long de la zone interne des Appalaches, ce type de bréchification est très fréquent et toujours associé aux roches de la séquence ophiolitique, que ce soit à Terre-Neuve dans le « Little-Port Complex », dans le « Bay of Islands Complex » (Williams & Malpas, 1972), ou bien dans le sud des Appalaches du Québec, dans la région du mont Orford et de Thetford-Mines (St-Julien, com. orale). Il est évident, sur le terrain, que cette structure bréchique est postérieure aux fabriques tectoniques des blocs que nous allons maintenant décrire.

Les blocs de péridotite tectonique contiennent des pyroxènes étirés, à structure porphyroclastique, soulignant une très nette linéation minéralogique. On note également un rubanement métamorphique montrant une alternance de la péridotite avec des niveaux de dunite ou de pyroxénite. Le métagrès tufacé contient une linéation de batonnet de quartz très bien développée ; sa texture en lame mince est très souvent cataclastique. L'amphibolite qui lui est associée possède une foliation métamorphique très marquée (planche 10A). Les granites sont recristallisés et présentent le plus souvent des textures cataclastiques. Certains blocs montrent la présence de contacts tectoniques pré-mélange. C'est le cas du bloc imposant du « mont Castle », situé dans la partie SW du mélange, qui est un copeau d'amphibolite reposant sur le métagrès tufacé, à la faveur d'un contact net et peu incliné (planche 10B). Au contact, on trouve localement un niveau très feldspathique, blanchâtre, d'environ 15 cm d'épaisseur (planche 10B). La bréchification recoupe localement ce contact.

La matrice de serpentinite schisteuse ne présente aucune des fabriques tectoniques précitées (planche 10B). Elle est contemporaine de la formation du mélange et elle a permis l'incorporation des blocs ignés et métamorphiques au sein de la péridotite tectonique serpentinisée (planche 10D).

Les roches siluriennes autour du Mélange ophiolitique de Nadeau sont affectées par un clivage de flux très pénétrant qui transpose souvent la stratification (De Broucker, 1984b), (planche 21D). Il n'a pas été possible d'identifier ce clivage dans le mélange ; toutefois, les blocs allongés semblent avoir été réorientés pendant le plissement, parallèlement à ce clivage et à la surface axiale de l'anticlinal majeur.

Nous n'avons pas d'évidence de structure diapirique au sein du mélange. Il semble que le mouvement principal, lors de la remontée par diapirisme, ait été absorbé au contact avec l'encaissant dans les zones de failles.

Pétrographie et géochimie

Le mélange ophiolitique se compose de blocs de péridotite, de granite, de granodiorite, d'amphibolite, de métagrès tufacé et, plus rarement, de roche volcanique dans une matrice de serpentinite (figure 18 ; planche 9C). Nous avons étudié 39 lames minces de ces différentes lithologies.

Les péridotites tectoniques, de teinte brun orangé en patine, sont fortement serpentinisées (80%) ; elles contiennent des porphyroclastes d'orthopyroxènes (enstatite) étirés (planche 10D). D'après l'analyse chimique, il s'agirait probablement d'harzburgite (annexe 3). La péridotite, qui contient de minces horizons de chromite et de

magnétite secondaire, est traversée par de nombreux filonets d'amiante secondaire et par des veinules de serpentine colloïdale (picrolite). Elle contient aussi des niveaux d'orthopyroxénite et de dunite. L'orthopyroxénite, localement bréchique, présente de gros cristaux d'enstatite (4-5 cm) à patine orangée (analyse no. 93359 ; annexe 3). La dunite est presque entièrement serpentinisée (analyse no. 93360 ; annexe 3). La matrice du mélange est une serpentine très déformée, schisteuse, de couleur vert pâle, bleu irisé et blanc, qui provient d'une intense déformation de la péridotite tectonique serpentinisée (planche 10D).

Le Mélange ophiolitique de Nadeau contient de nombreux blocs de roches granitiques dont la composition varie de granite à granodiorite, voire même à tonalite ; ils sont à grain grossier (texture porphyroïde) ou à grain fin, plus ou moins riches en minéraux ferromagnésiens et présentant parfois une texture bréchique. Au contact de la serpentinite, les bordures des blocs sont parfois rodingitisées ; on n'observe aucune bordure de trempe. Ayrton (1967, p. 53) a mentionné la présence d'une roche vert pomme, riche en grenat incolore et en pyroxène (hédenbergite) avec un peu d'antigorite, de chlorite et de chromite. À notre avis, ce faciès pourrait correspondre à une bordure rodingitisée de roche ignée et non, comme il le pense, à des calcaires métamorphisés du Groupe de Chaleurs. Laurent *et al.* (1984) ont décrit des roches semblables dans la région de Thetford-Mines.

Vues en lame mince, les roches granitiques sont toujours déformées et recristallisées et présentent une texture cataclastique. Les granites sont le plus souvent à grain grossier, blancs, riches en muscovite et de « type A » (Streickeisen), avec la minéralogie suivante : quartz, orthoclase, plagioclase, muscovite, biotite, chlorite, apatite, sphène, zircon, monazite. On y trouve à l'occasion des pseudomorphes de minéraux ferromagnésiens serpentinisés. Des granites similaires, à texture cataclastique se retrouvent associés aux péridotites tectoniques dans la région de Thetford-Mines (Dresser, 1920 ; Laurent *et al.*, 1984).

Les granodiorites sont moyennement grenues et de couleur blanc-rose. Elles contiennent les minéraux suivants : quartz, plagioclase (albite-oligoclase), orthoclase (très peu), amphibole, biotite (peu), apatite, sphène, actinolite, séricite, épidote, prehnite, chlorite. D'un point de vue métamorphique, nous avons identifié le stilpnomélane ainsi qu'une pumpellyite non ferrifère (dans un plagioclase) indiquant une température inférieure au faciès des schistes verts, mais une pression supérieure à ce faciès. Trzcienski & Birkett, (1982) ont décrit des pumpellyites non ferrifères dans la zone interne des Appalaches (région de Thetford-Mines). Une granodiorite semblable à celle décrite précédemment, contenant aussi du stilpnomélane est raportée dans l'écaille de serpentinite de Saint-Omer de l'Islet, située à 60 km à l'est de Québec (R.Béland, comm. orale). Le stilpnomélane est aussi présent dans les granites associés aux ophiolites de la région de Thetford-Mines.

Pour terminer avec les blocs d'origine ignée, mentionnons la présence d'un bloc de leucodiorite riche en plagioclase et en amphibole, pouvant dériver d'une bordure de roche granitique métasomatisée au contact de la serpentinite, ainsi qu'un bloc de roche volcanique basique rodingitisé, de couleur gris-vert (analyse no. 95895 ; annexe 3).

Nous avons étudié la géochimie des blocs de roches granitiques pour les comparer aux granitoïdes du socle grenvillien et du Mélange de la rivière Port-Daniel (figure 8). Douze analyses chimiques des granitoïdes du Mélange de Nadeau ont été effectuées (annexe 4) ; la moitié des roches granitiques analysées sont albitisées et présentent des anomalies en MgO et en cobalt, dues à des échanges entre la matrice de serpentinite et les blocs, durant le processus d'altération hydrothermale. La figure 8 démontre bien que les granitoïdes du Mélange ophiolitique de Nadeau et du Mélange de la rivière Port-Daniel sont chimiquement semblables, mais sont très différents des granitoïdes du socle grenvillien qui présentent des valeurs significativement plus élevées en TiO_2, FeO[1], Ba, Zr, V, Zn.

Le Mélange ophiolitique de Nadeau contient également des blocs d'origine métamorphique, esentiellement des amphibolites associées à des métagrès tufacés (planche 10A-B-C). L'amphibolite est aussi associée à la granodiorite. L'amphibolite, très bien foliée, présente parfois une texture bréchique (planche 10A). Une analyse chimique de cette roche a été effectuée (analyse n° 93348 ; annexe 3). Vues en lame mince, les hornblendes sont allotriomorphes. On observe beaucoup de sphène et pas de rutile, ce qui exclue un métamorphisme à haute pression. Cette amphibolite est peu différente de celle (analyse n° 95899) que nous avons décrite dans le socle grenvillien. Trois amphiboles ont été analysées avec la microsonde de l'Université Laval (annexe 2), donnant une composition de magnésio-hornblende (Leake, 1978). Les auteurs précédents considéraient que cette amphibolite et le métagrès qui lui est associé provenaient du Groupe de Maquereau (Alcock, 1935, p. 10 ; Ayrton, 1967, p. 52). Nous allons voir qu'il n'en est rien.

Le métagrès tufacé de couleur grise contient typiquement des yeux de feldspaths blancs subcentimétriques (planche 10C). Ayrton (1967, p. 52) a nommé cette roche « quartzite impur massif ». Le métagrès présente une foliation métamorphique plus ou moins marquée et il est souvent bréchique. En lame mince, il présente toujours une texture cataclastique. Il contient les minéraux suivants : quartz, plagioclase, orthoclase, muscovite, biotite, chlorite, zircon, sphène, apatite, grenat. Les plagioclases sont relativement calciques (An_{25} à $_{40}$; annexe 9), ce qui marque une différence importante avec les grès du Maquereau et du Mictaw, qui ne contiennent que des al-

1. Fe total en FeO

bites. Les amphiboles et les plagioclases calciques dans ces métagrès indiquent que ces roches sont métamorphisées au faciès amphibolite. Ce métagrès que nous venons de décrire s'observe particulièrement bien au SW du mélange, dans un bloc d'environ 150 m de diamètre, formant le « mont Castle » (planche 9C). Il est, à cet endroit, associé à l'amphibolite précédemment décrite.

L'amphibolite et le métagrès sont très semblables à ceux que l'on rencontre d'une part dans le Massif du Chain Lakes, à la frontière entre l'état du Maine et le Québec, près du lac Mégantic (Boudette and Boone, 1976), et d'autre part dans un copeau de ce massif qui affleure près de Beauceville, dans la rivière des Plantes, au SE de Québec (St-Julien & Boone, comm. orales). Le degré de métamorphisme est aussi comparable et les plagioclases calciques ont une composition de An_{35-39}. Cette corrélation nous a incité à faire dater les zircons de ce métagrès tufacé ; nous en présentons les résultats dans la section suivante. Mis à part le métagrès tufacé feldspathique que nous venons de décrire, le Mélange ophiolitique de Nadeau contient des métagrès micacés et des schistes à séricite mylonitiques, souvent bréchiques.

Datation d'un bloc de socle

Comme mentionné précédemment, certains blocs du Mélange ophiolitique de Nadeau présentent des lithologies très semblables à celles du Massif de Chain Lakes dans la partie centre-ouest du Maine. Le « mont Castle », situé dans la partie SW du mélange en est le meilleur exemple. Il se compose d'un métagrès tufacé à feldspaths blancs, en contact avec une amphibolite foliée. Le Massif du Chain Lakes est un socle sialique d'âge Précambrien (Boudette and Boone, 1976), distinct du socle grenvillien. C'est un candidat idéal pour un « suspect terrane » dans les Appalaches du nord (Williams & Hatcher, 1982). Une datation sur zircons d'une roche volcanoclastique du Chain Lakes donne un âge Pb^{207}/Pb^{206} de 1500 à 1510 Ma (Naylor *et al.*, 1973). Plus récemment, une datation par la méthode Rb-Sr a indiqué également un âge d'environ 1500 Ma (lettre de Mike Cheetham, M. Sc. Université du New Hampshire, à Gary Boone, 1984).

Pour préciser la corrélation des roches du « mont Castle » avec les roches du Chain Lakes, une datation des zircons (figure 19) a été effectuée sur le métagrès tufacé

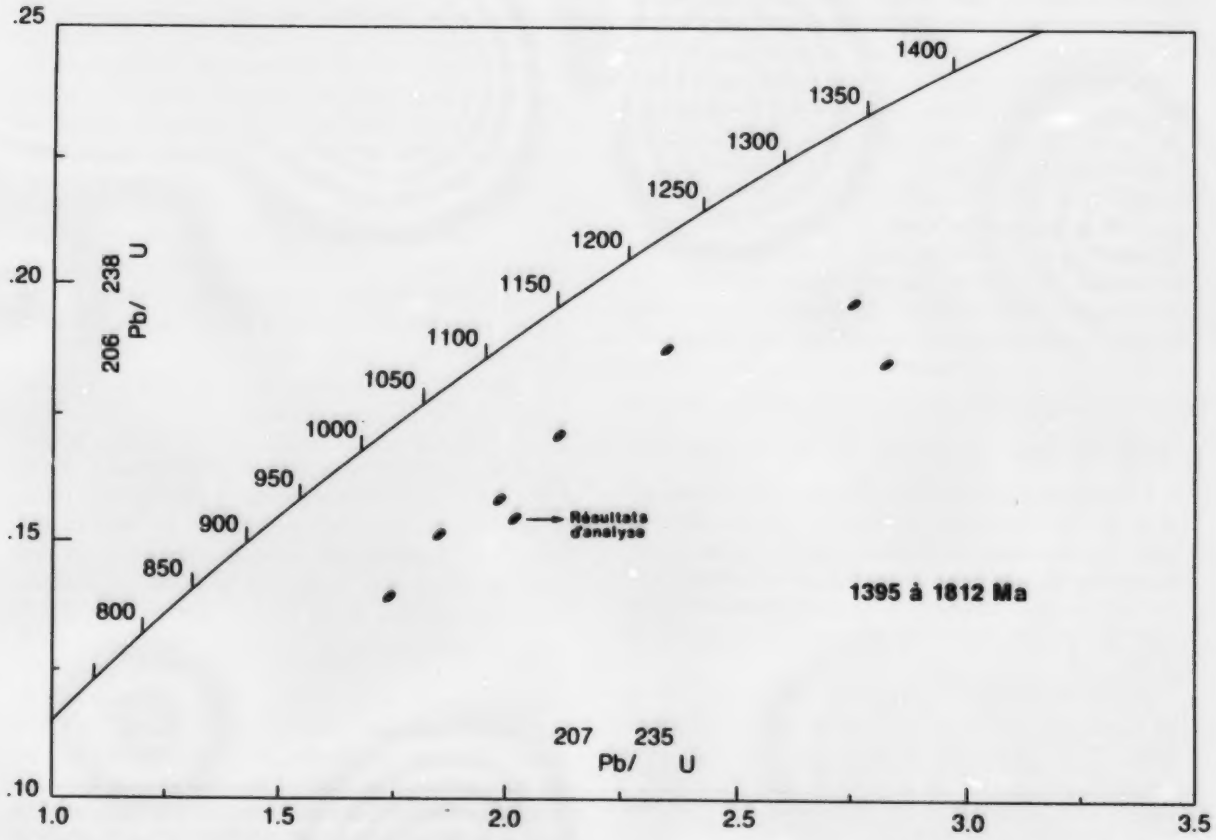


FIGURE 19 – Datation U-Pb d'un bloc de socle dans le Mélange ophiolitique de Nadeau. Métagrès tufacé (GB 274), mont Castle. Tiré de Krogh & Machado (1985).

au « Royal Ontario Museum » de Toronto (Krogh *et al.*, 1985). La localisation de l'échantillon prélevé pour la datation (GB 274) est indiquée sur la carte 2039A (hors-texte) et les résultats sont présentés à la figure 19. Le rapport produit par Krogh *et al.* (op-cit) présente les résultats comme suit : *« Le métagrès tuffacé contient des zircons appartenant à des populations complexes d'âges différents [...]. Malgré cette complexité, il a été possible d'identifier cinq fractions de zircons d'âge Pb^{207}/Pb^{206} s'étalant entre 1395 et 1440 Ma. Trois autres fractions de cet échantillon donnent des âges variant entre 1519 Ma et 1812 Ma ».*

Le problème avec cette datation est que : *«chaque fraction analysée contient des zircons d'âges différents ; la position de chaque point sur le diagramme concordia représente donc la moyenne de chaque fraction »* (Krogh *et al.*, op.cit.). Une datation grain par grain est actuellement en cours. La dispersion et la complexité des populations analysées indiquent que les matériaux clastiques de cette roche proviennent de différentes sources.

De cette datation, nous pouvons néanmoins conclure que les zircons du métagrès tufacé dérivent de sources ayant des âges variant de 1395 à 1812 Ma. Ce spectre d'âges vient appuyer la corrélation établie entre les roches du Massif de Chain Lakes (contenant des zircons de 1500 Ma) et le métagrès tufacé. Nous tenons aussi à souligner qu'il n'y a aucun recoupement possible avec l'âge de l'orthogneiss grenvillien GB 1260 qui a déjà été daté à 998 Ma (figure 9). Autrement dit, le métagrès tufacé ne contient pas de zircons dérivant de matériaux impliqués dans l'orogénèse grenvillienne. Les zircons de cette roche proviennent d'un socle plus vieux et distinct. Cette datation appuie donc l'hypothèse de l'existence d'un « suspect terrane » : le « Chain Lakes terrane », dont on retrouve des fragments dans le Mélange de Nadeau.

Comparaison avec le mélange ophiolitique du mont de la Serpentine

Le Mélange ophiolitique de Nadeau se compare, par plusieurs caractéristiques, à d'autres mélanges ophiolitiques contemporains de la fermeture de l'océan proto-Atlantique et localisés près de la ligne de suture Baie-Verte-Brompton. La comparaison portera sur le mélange du mont de la Serpentine qui affleure à 15 km au NW de Gaspé.

Dès le début de la présente étude, nous avons porté un vif intérêt aux roches du mont de la Serpentine, affleurant à 80 km au nord de la région cartographiée, pour constater qu'il y avait de grandes similitudes lithologiques et structurales entre ces dernières et celles du Mélange ophiolitique de Nadeau.

DESCRIPTION

Le mont de la Serpentine constitue une colline de 7 km de long sur 0,5 à 1 km de large, tranchée au nord par un escarpement abrupt de 700 m. Béland (1980, p. 4) le décrit comme suit : *« brèche tectonique de type mélange, contenant des amas de serpentinite associés à des lambeaux de schistes métamorphiques et de gneiss, dérivés d'assemblages volcaniques et sédimentaires ».* Ce mélange est recouvert en discordance, au sud, par les Calcaires de Gaspé, d'âge Dévonien inférieur et est en contact, au nord, avec les Grès de Gaspé, par la Faille du Bassin du nord-ouest (ou du Bras nord-ouest). Les Grès de Gaspé surmontent les Calcaires de Gaspé et sont aussi d'âge Dévonien inférieur. Le mont de la Serpentine constituait un relief positif lors de la sédimentation silurodévonienne, probablement grâce à la Faille du Bassin du nord-ouest qui serait une faille fondamentale ayant été réactivée plusieurs fois (Béland, 1980).

COMPARAISON

Connaissant les lithologies présentes dans le Mélange ophiolitique de Nadeau, nous avons cherché à voir s'il y avait des lithologies semblables au mont de la Serpentine. Nous avons dressé une liste des lithologies du mont de la Serpentine qui se retrouvent dans le Mélange ophiolitique de Nadeau : péridotite tectonique à porphyroclastes d'orthopyroxènes, localement bréchique ; pyroxénite ; serpentinite schisteuse ; granite blanc à muscovite, fortement cataclastique (texture en mortier), parfois extrêmement mylonitisé ; rodingite vert clair à diopside, amphibole, zoïsite et chromite ; roche volcanique basique et schiste à chlorite, très souvent bréchique ; amphibolite plus ou moins riche en niveaux felsiques, localement bréchique ; schistes métamorphiques et métagrès cataclastiques, parfois bréchiques. Les deux mélanges ont donc beaucoup de lithologies en commun, même si les proportions sont très variables d'un mélange à l'autre. Il nous semble donc que le mont de la Serpentine est, lui aussi, typiquement un mélange ophiolitique.

L'analyse à la microsonde de trois amphiboles (écht. MS-1) de l'amphibolite du mont de la Serpentine (annexe 2) indique une composition de hornblende magnésio-tschermakitique tendance ferrifère (Leake, 1978). Cette composition est très proche de celle de l'amphibole (écht. 284) du Mélange ophiolitique de Nadeau (annexe 2). Le degré de métamorphisme des deux mélanges est très comparable, atteignant le faciès amphibolite. Dans les métagrès et les schistes métamorphiques du mont de la Serpentine, on trouve des assemblages métamorphiques plus diversifiés que dans le Mélange ophiolitique de Nadeau, se rapprochant beaucoup des assemblages métamorphiques connus dans le Massif de Chain Lakes (Boudette and Boone, 1976). En effet, on rencontre dans le massif de Chain Lakes des schistes à quartz-muscovite-biotite, très cataclastiques et bréchiques ; des schistes à épidote-plagioclase-séricite, recoupés de veines de quartz, localement bréchiques ; et des schistes mylonitiques à quartz-feldspath-biotite-grenat et sillimanite aciculaire.

Structuralement, ces deux mélanges présentent des similitudes. Tout d'abord, ils sont tous les deux associés à

des failles anciennes majeures, soit la Faille de la rivière Port-Daniel pour le Mélange ophiolitique de Nadeau et la Faille du Bassin du nord-ouest pour le mont de la Serpentine. Il est possible qu'à l'Ordovicien précoce, ces failles aient été reliées le long d'une zone de suture, de par leur association avec les mélanges ophiolitiques ; cette hypothèse sera reprise dans le dernier chapitre.

À l'échelle de l'affleurement, les deux mélanges présentent le même type de bréchification en expansion, où la matrice est identique aux fragments. Dans le cas du mont de la Serpentine, cela s'observe tout particulièrement dans les roches vocaniques basiques qui forment la crête. En lame mince, les blocs du mont de la Serpentine présentent des textures fortement cataclastiques, semblables à celles du Mélange ophiolitique de Nadeau.

Interprétation et conclusion

L'identification de la « Serpentinite du Canton de Weir » comme un mélange ophiolitique nous conduit à une interprétation bien différente de celle qu'à proposée Ayrton (1967, p. 54).

Le Mélange ophiolitique de Nadeau, en contact avec le socle grenvillien et le Groupe de Maquereau, souligne la présence d'une ligne de suture dans les Appalaches canadiennes : la ligne Baie-Verte–Brompton (Williams & St-Julien, 1982). Cette suture met en contact le continent nord-américain et son prisme de sédimentation (zone de Humber) avec le domaine océanique (zone de Dunnage) représenté ici par les péridotites tectoniques, qui se situent à la base de la séquence ophiolitique. Le mélange ophiolitique du mont de la Serpentine souligne lui aussi le tracé de cette suture. Comme le suggère Gansser (1974) : *« ophiolitic melange reflets areas which have subsequently disappeared »*. C'est bien le cas du Mélange ophiolitique de Nadeau, où toutes les lithologies (roches ignées et métamorphiques) sont étrangères à celles que nous avons décrites dans le socle grenvillien et dans le Groupe de Maquereau (zone de Humber). Elles témoignent d'un environnement géotectonique très différent, situé probablement au SE du continent nord-américain, au Cambrien et à l'Ordovicien précoce. Certains blocs apportent la preuve de la présence, dans le mélange, d'un socle sialique précambrien (le « Chain Lakes terrane ») métamorphisé au faciès amphibolite et plus ancien que le socle grenvillien. L'association de ce socle « Chain Lakes » avec les péridotites tectoniques indique un environnement de formation du mélange, à la limite du domaine océanique et d'un domaine continental représenté par le « Chain Lakes terrane ».

Une question difficile concerne le processus responsable de la formation de ce mélange. Plusieurs hypothèses sont en effet envisageables pour expliquer la genèse des mélanges ophiolitiques : diapirisme, mélange tectonique dans une zone de subduction et/ou associé à une faille transformante dans une zone de décrochement majeur. Notre objectif ici n'est pas de trancher cette question, mais de souligner les hypothèses possibles. Gansser (1974) considère que les mélanges ophiolitiques sont reliés à une zone de subduction et qu'ils indiquent des lignes de suture importantes, à la limite des plaques. Certains auteurs ont fait appel à un phénomène de diapirisme pour expliquer la formation de ces mélanges (Dickinson, 1966 ; Lamothe, 1978). Robertson & Woodcock (1980) et Woodcock & Robertson (1982) ont relié des copeaux de serpentinite dans le Complexe d'Antalya en Turquie, à une tectonique décrochante, le long de failles transformantes, à la limite d'une marge continentale passive. Ils ont décrit des zones en compression (avec cataclase et cisaillement) et des zones en tension (avec des diapirs de serpentinite contenant des inclusions tectoniques de gabbro, harzburgite et diabase bréchiques) dans un patron structural anastomosé. Miller (1985) a interprété la formation de mélanges à serpentine dans le Complexe ophiolitique d'Ingals (État de Washington, USA) à la faveur d'un mouvement décrochant dans une zone de failles tranformantes en milieu océanique ; des diapirs de serpentinite y sont présents.

Le Mélange ophiolitique de Nadeau dériverait probablement de la subduction de la croûte océanique (zone de Dunnage), sous le socle sialique (« Chain Lakes ») et pourrait s'être formé dans un environnement de « wrench tectonics » à la faveur d'une faille transformante qui aurait pénétré dans ce socle. Les textures cataclastiques et bréchiques des blocs métamorphiques peuvent témoigner de cet épisode. Des minéraux de métamorphisme indiquent une pression relativement élevée qui cadre avec cette interprétation.

À cause de la couverture silurienne qui recouvre le Mélange ophiolitique de Nadeau, il n'est pas possible d'interpréter le contexte structural régional associé à ce mélange. Avec les éléments dont nous disposons, voici la séquence d'évènements pouvant retracer l'évolution du Mélange ophiolitique de Nadeau :

1) Au Précambrien, au sein du « Chain Lakes terrane », il y a d'abord eu érosion d'un socle de 1400 à 1800 Ma conduisant au dépôt de grès tufacés et de roches issues d'un volcanisme basique puis, métamorphisme de ce terrain au faciès amphibolite, tranformant les roches en métagrès tufacé et en amphibolite et enfin, déformation mettant en contact tectonique le métagrès et l'amphibolite.

2) À l'Ordovicien précoce ou au Cambrien, il y a eu formation du mélange avec incorporation des blocs ignés et métamorphiques dans la matrice de serpentinite schisteuse. Les déformations cataclastiques et le phénomène d'auto-bréchification sont probablement contemporains de cet épisode. Puis le Mélange ophiolitique de Nadeau est mis en place par collage tectonique contre le Groupe de Maquereau, le long de la Faille de la rivière Port-Daniel.

3) Au Silurien, tout comme le Groupe de Mictaw, le Mélange ophiolitique de Nadeau est recouvert en discordance par les roches du Groupe de Chaleurs.

4) Enfin, au Dévonien moyen à tardif, lors de l'orogénèse acadienne qui plisse les strates siluriennes, le mélange est remobilisé et pénètre diapiriquement dans le coeur de la structure anticlinale, au sein de laquelle il affleure. Durant le plissement acadien, les contacts du mélange avec les roches siluriennes rejouent et sont fortement cisaillés. Ce plissement a produit une réorientation des blocs, dans le mélange, avec leur élongation parallèle à la surface axiale de l'anticlinal.

Mélange de la rivière Port-Daniel (unité 4)

Introduction

Le Mélange de la rivière Port-Daniel (nouvelle formation) affleure le long de la rivière Port-Daniel, sur une longueur de 4 km et une largeur de 200 à 400 m. Ce mélange est limité à l'est par la Faille de la rivière Port-Daniel, qui le met en contact avec le Groupe de Maquereau, et à l'ouest par le Groupe de Mictaw qui le surmonte en discordance (carte 2039A, hors-texte). On note la présence d'un sill de diabase injecté localement dans les shales verts et noirs du mélange, le long de la rivière Port-Daniel. Le Mélange est constitué de blocs sédimentaires et ignés dans une matrice essentiellement sédimentaire. Parmi les blocs, on trouve les lithologies suivantes : serpentinite (schisteuse ou bréchique), roche volcanique basique, granitoïde, métagrès bréchique et siltstone calcareux ou dolomitique. La matrice se compose de mudshale vert et noir, de conglomérat, de mudstone cherteux manganésifère et de radiolarite.

Parks (1930, p. 86) a été le premier à décrire des affleurements le long de la rivière Port-Daniel, correspondant aujourd'hui au Mélange de la rivière Port-Daniel : *« L'affleurement est petit et met en vue une nappe de diabase. À cette intrusion est associée une bande de schiste chloritique vert, fissile et tordu [...] irrégulièrement interstratifié de schiste noir verdâtre terne. Le schiste noir est considérablement fracturé et décèle une structure qui suggère une zone de brèches ».* Cette roche correspond à la matrice de shale vert et noir du mélange. Concernant l'âge de ce schiste, Northrop (dans Parks, 1930, p. 87) a écrit : *« Ce schiste bitumineux paraît faire partie de la série de Maquereau et non de la série de Mictaw (sommet Ordovicien) ».* Alcock (1935, p. 9) a noté la présence d'une « zone of buff-weathering carbonate rocks », correspondant aux dolomies hydrothermales associées à la Faille de la rivière Port-Daniel. Ayrton (1967, carte 1568-A) a été le premier à cartographier ce mélange qu'il nomma « Complexe de rivière Port Daniel Nord ». Son assistant, Arbour (1962), a fait une thèse de Maîtrise à l'Université Laval qui portait essentiellement sur la description pétrographique des roches de ce « complexe ». Mais à cette époque, les mélanges des Appalaches du Québec étaient encore très peu connus. Cette phrase d'Ayrton (1967, p. 22) en témoigne : *« La variété de différents types de roches de peu d'étendue et la présence de beaucoup de failles rendent extrêmement difficile l'interprétation de la géologie de cette région ».* Ayrton et Arbour ont cherché en vain des relations stratigraphiques entre les différentes lithologies du mélange. Ils considéraient par ailleurs toutes les roches ignées comme intrusives. Ainsi, Ayrton (op.cit., p. 55) a écrit : *« Les roches du Complexe de rivière Port Daniel Nord ont été envahies par deux petites serpentinites, un dyke de diabase de 3 milles de longueur, un dyke de diorite et deux très petites masses de granite en forme de gousses ».* Toutes ces lithologies sont en réalité des blocs dans le mélange, excepté la diabase qui est intrusive au contact du mélange et du Groupe de Mictaw. St-Julien (dans Williams & St-Julien, 1982) a défini cette unité comme un mélange-olistostrome.

Ayrton (1967, p. 56) et Arbour (1962) ont attribué, avec raison, un âge pré-Ordovicien-moyen (pré-Mictaw) et post-Maquereau, au Mélange de la rivière Port-Daniel. Les radiolarites de ce mélange (planche 11D) contiennent des radiolaires d'âge Ordovicien (communication personnelle de David Jones à Walter Trzciensky, jr., 1979). Le mélange, surmonté par une séquence de grès et de shale d'âge Llanvirnien (Formation de Neckwick), a donc un âge Ordovicien précoce. Nowlan (1985) a dissous trois échantillons de blocs calcaires provenant du mélange, mais ceux-ci ne renfermaient aucun conodonte.

Aperçu structural

La structure du Mélange de la rivière Port-Daniel est difficile à déterminer car celui-ci affleure peu. La rivière Port-Daniel, juste au sud du camp Honey-Moon, constitue la meilleure coupe (carte hors-texte).

Le Mélange de la rivière Port-Daniel est en contact avec le Groupe de Maquereau par la Faille de la rivière Port-Daniel. Serpentinite, brèche dolomitique et dolomie hydrothermale sont présentes au contact ; elles sont responsables d'une anomalie magnétique qui s'étend vers le SE jusqu'à l'anse à Pierre-Loiselle, sur la baie des Chaleurs (Dighem, 1974). Les dolomies que l'on observe ici sont semblables à celles de la bande de dolomie hydrothermale associée à la Faille Chic-Chocs Sud, située au sud des monts Chic-Chocs, dans le nord de la Gaspésie (Fournier *et al.*, 1984). Dans la partie nord du mélange, proche du camp Honey-Moon, on observe un contact sédimentaire entre les mudstones cherteux, les radiolarites et les grès du mélange, interstratifiés avec des niveaux de brèche du Groupe de Maquereau (figure 17). À l'ouest, le Mélange de la rivière Port-Daniel est surmonté en discordance par la séquence de grès et de shale de la base du Groupe de Mictaw (Formation de Neckwick). Ayrton (1967, p. 22) plaçait le contact entre le Mictaw et le mélange, au niveau du « dyke de diabase » ; il incluait les grès à l'est de la diabase dans le mélange, tout en notant une ressemblance avec ceux du Mictaw. En fait, un ruisseau situé à 1,5 km au sud du camp Honey-Moon montre

bien le caractère discordant du contact Mélange-Mictaw. On peut y voir des cherts rouges et verts surmontés de grès et de shale qui reposent sur un mudshale déformé vert et noir.

La fabrique de la matrice et des blocs du mélange nous renseigne sur sa structure interne. La matrice du Mélange de la rivière Port-Daniel n'est pas homogène. Dans la partie nord, au sud du camp Honey-Moon, la distinction entre la matrice et les blocs n'est pas toujours évidente. À cet endroit, la matrice semble être constituée d'une séquence de mudstone cherteux, de radiolarite, de grès et de conglomérat polygénique, dans laquelle sont incorporés des blocs. On y trouve des évidences de déformation des sédiments à l'état non consolidé (dykes de grès à l'échelle centimétrique, contact grès-mudstone très irrégulier). Dans les parties centre et SE du mélange, la matrice est un mudshale ou un shale à cailloux (« pebbly mudstone ») vert et noir, cisaillé, montrant typiquement un clivage phacoïdal. La distinction matrice-bloc est alors évidente sur le terrain.

Les blocs du mélange dérivent de niveaux structuraux très variés et possèdent des fabriques très différentes. Les blocs de siltstone calcaire, d'une taille de 20 m ou plus, ont typiquement un débit « en frite », résultant de l'intersection de la stratification et d'une amorce de clivage. Un bloc de taille métrique montre un métagrès à texture cataclastique entièrement bréchifié, avec une matrice identique aux fragments (autobréchification) (panche 11B). Un bloc décimétrique d'amphibolite montre une foliation métamorphique. Les blocs de granite ont une texture cataclastique. Les blocs de serpentinite schisteuse témoignent d'un cisaillement extrême. Un bloc montre une brèche de péridotite tectonique (ophicalcite, planche 11C). Enfin, on observe aussi des blocs rougeâtres dérivant de matériel de faille à texture bréchique et composés de dolomie, d'hématite et de serpentine. La fabrique des blocs témoigne donc d'un « mélange » de structures superficielles (débit en frite) et profondes (cataclase, foliation métamorphique...).

Pétrographie et géochimie

Le Mélange de la rivière Port-Daniel contient des blocs d'origine sédimentaire, ignée et métamorphique, dans une matrice essentiellement sédimentaire et, localement, dans une matrice de serpentinite. Trente-quatre lames minces de ces roches ont été étudiées. Arbour (1962) a décrit les différents faciès de ce mélange. Nous verrons successivement la pétrographie des roches de faille, des blocs et de la matrice de ce mélange.

ROCHES DE FAILLES

Le long de la Faille de la rivière Port-Daniel, au contact du Groupe de Maquereau, les roches du Mélange de la rivière Port-Daniel sont fortement altérées. On trouve des dolomies hydrothermales à patine orangée, très déformées, fracturées et criblées de veines blanchâtres de dolomite ; on note aussi des serpentinites altérées et des brèches de faille dolomitique de couleur orangée, contenant des fragments de serpentinite, de dolomie hydrothermale et de shale noir et vert (matrice du mélange) (loc. 6). Ces roches correspondent à la « zone silicifiée et carbonatisée » de Ayrton (1967, carte 1568-A). Vue en lame mince, la dolomie hydrothermale se compose essentiellement de carbonates polycristallins (dolomite), de quartz microcristallin et de calcédoine, de minéraux opaques et de spinelle chromifère (picotite). Une bande de dolomies hydrothermales identiques est connue dans la Faille Chic-Chocs Sud, au sud des monts Chic-Chocs, dans le nord de la Gaspésie ; elles pourraient indiquer une histoire commune pour cette faille et la Faille de la rivière Port-Daniel, à l'Ordovicien inférieur. Enfin, à environ 100 m au sud du camp Honey-Moon, on observe la présence d'une roche très particulière, correspondant à une brèche de faille de couleur rougeâtre, composée surtout de carbonate, de serpentine et d'oxyde de fer (hématite).

BLOCS DU MÉLANGE

Les **blocs d'origine ignée** comprennent les lithologies suivantes : granite, granite altéré, microdiorite, serpentinite, ophicalcite et roches volcaniques basiques. Les roches granitiques affleurent à l'extrémité nord du mélange. Le granite (analyse no. 96776 ; annexe 4), qui est grossièrement grenu et de couleur blanc et rose, se trouve dans un conglomérat qui contient également des blocs de gneiss granitique (loc. 7). Certains blocs montrent deux faciès distincts au sein du granite : un granite mélanocrate recoupé par un granite blanc-rose grossièrement grenu. Le granite blanc-rose est constitué de quartz étiré à texture en mosaïque, de plagioclase, d'orthoclase, de biotite, de muscovite et d'un peu de chlorite. Ce granite a une texture cataclastique. Les granites altérés (loc. 8 ; analyses no. 96771 et 96775 ; annexe 4) forment des blocs dans une matrice de serpentinite schisteuse ; ils ont été albitisés. De couleur rose et verdâtre, ils sont moyennement à grossièrement grenus et se composent surtout de quartz, d'albite et de biotite. Ces granites ont été placés dans les diagrammes chimiques de la figure 8 de façon à les comparer avec les roches granitiques du Mélange ophiolitique de Nadeau et du socle grenvillien. Ils semblent très différents des granites du socle grenvillien qui présentent des teneurs plus élevées en TiO_2, FeO, Ba, Zr, V et Zn. Mais par contre, ils sont chimiquement très semblables aux granites du Mélange ophiolitique de Nadeau.

Les roches ultrabasiques sont représentées par des **blocs de serpentinite** schisteuse dans une matrice de « pebbly mudstone » (loc. 10) et par un bloc de péridotite tectonique, bréchique, à matrice carbonatée (ophicalcite), dans un mudstone cherteux cisaillé (loc. 7 ; planche 11C). On connaît des brèches de péridotite identi-

ques dans le Mélange ophiolitique de Nadeau et aussi aux monts Orford et au Adstock, dans les Cantons de l'Est (St-Julien & Laurent, comm. orale). De telles brèches se rencontrent également en milieu océanique (Bonatti *et al.*, 1974 ; Williams & Malpas, 1972). Dans le centre du mélange, le long d'un chemin de bois, un gros bloc de serpentinite affleure ; il contient localement des inclusions de rodingite de couleur blanc verdâtre.

Les blocs de roches volcaniques affleurent surtout dans la partie nord du mélange. Les diorites décrites par Arbour (1962) et Ayrton (1967, carte 1568-A) dans le centre du mélange, sont en réalité des roches volcaniques basiques altérées, à texture intersertale. Arbour (op.cit.) a décrit un « filon-couche (?) acide » affleurant dans la rivière Port-Daniel (loc. 9). Celui-ci correspond plutôt à une roche volcanique basique de par sa composition : plagioclase, chlorite, épidote (analyse no. 95176 ; annexe 3). Cette roche est localement très bréchique. Les blocs de roches volcaniques, le long de la rivière Port-Daniel, à l'extrémité nord du mélange (loc. 11), montrent différents faciès : roche volcanique amygdalaire violacée, basique, à amygdales de calcite et de chlorite (analyse no. 93362 ; annexe 3) ; roche volcanique basique, verte, à texture intersertale (analyse no. 93363 ; annexe 3), localement bréchique (agglomérat ?), porphyrique, aphanitique, sphérolitique, indiquant une bordure de trempe. Un des blocs de roche volcanique se trouve dans une matrice de serpentinite. Vues en lame mince, ces roches se composent surtout de plagioclase, de chlorite et d'un peu d'oxyde de fer-titane. Une de ces roches volcaniques contient une pumpellyite très riche en vanadium (Trzcienski & Birkett, 1982). Les trois analyses chimiques de ces roches montrent qu'elles sont pauvres en fer, titane et phosphore et riches en magnésium, chrome, nickel, donnant un rapport MgO/FeO élevé. Elles sont, de par ces caractéristiques, comparables aux roches volcaniques associées à la séquence ophiolitique dans la région de Thetford-Mines (Laurent, 1977) et à la roche volcanique du Mélange ophiolitique de Nadeau. Elles sont très différentes de l'analyse des roches volcaniques du Groupe de Maquereau (figure 20).

Les blocs de roches métamorphiques sont très peu nombreux. À environ 100 m au sud du camp Honey-Moon, affleure un petit bloc d'amphibolite à hornblende, épidote et plagioclase. Il semble associé à la brèche de faille hématitisée décrite précédemment. On note aussi dans la partie nord du mélange la présence d'un bloc, de taille métrique, de métagrès cataclastique bréchique (loc. 12). La matrice de la brèche est identique aux fragments. Ce métagrès ne dérive pas des grès déformés du Groupe de Maquereau ; il ressemble davantage aux métagrès bréchiques du Mélange ophiolitique de Nadeau. Trzcienski (communication orale) mentionne la présence de sillimanite dans un fragment métamorphique le long de la rivière Port-Daniel, au sud du camp Honey-Moon.

Les blocs de roches sédimentaires sont fréquents. On y rencontre les lithologies suivantes : siltstone calcareux, gris moyen, possédant un débit en frite (bloc d'environ 20 m bordé de mudshale vert à clivage phacoïdale ; loc. 13) ; calcaire silteux finement laminé, à patine brunâtre (bloc d'une taille de un mètre ; loc. 14) ; siltstone dolomitique finement laminé de couleur grise, à patine chamois, possédant un débit en frite ; chert gris-vert et rouge-brique, massif, contenant un peu de silt et de carbonate ; mudstone silicifié rouge, minéralisé en cuivre (malachite) et manganèse (loc. 10).

MATRICE DU MÉLANGE

La matrice du Mélange de la rivière Port-Daniel est essentiellement sédimentaire. Toutefois, on trouve localement des granites altérés et des roches volcaniques dans une matrice de serpentinite noirâtre très schisteuse (loc. 8). La nature de la matrice sédimentaire varie de place en place dans le mélange. Dans la partie centre-sud, la matrice se compose de shale à cailloux (« pebbly mudstone ») et de mudshale vert et noir. Elle contient typiquement des blocs décimétriques de siltstone calcaro-dolomitique de couleur chamois. Elle est observable le long de la rivière Port-Daniel (loc. 10) et dans un petit ruisseau situé à 1,5 km au sud du camp Honey-Moon.

Dans le centre du mélange, au SW de la rivière Port-Daniel, des affleurements dans le bois montrent la présence de chert et de grès altérés qu'il est difficile d'attribuer à la matrice ou à des blocs. Ayrton (1967, p. 22) a écrit : *« Les grès, qui sont par endroits poreux et enrichis en manganèse (présent, soit sous forme de minces remplissages de fracture, soit en nodules noirs oxydés de 2 à 3 pouces de diamètre), sont interstratifiés avec des cherts brun rougeâtre riches en manganèse »*. Ces indices de manganèse ont été réétudiés récemment par Normand Tassé d'INRS géoressources qui les décrits comme suit : *« La roche est un mudstone à radiolaires très siliceux (kaolonite + quartz ; SiO_2 = 85%) caractérisé par des agrégats submicroscopiques d'oxydes de Fe-Mn (Fe_2O_3 = 3-4% ; MnO = 0,5-1,0%) parfois remobilisé dans des microfractures. La roche n'est pas très enrichie en terres rares (dilution par SiO_2 biogène), mais montre une anomalie positive en cérium tout à fait comparable aux nodules de Mn »*.

Ces résultats indiquent un environnement de fond océanique pour les cherts manganésifères. Dans la partie nord du Mélange de la rivière Port-Daniel, une séquence de conglomérat polygénique, de grès, de mudstone cherteux rouge et vert à lamines gréseuses et de radiolarite, semble constituer la matrice du mélange. La brèche du Groupe de Maquereau s'interstratifie dans cette séquence (planche 9A), et particulièrement avec des radiolarites (planche 11D), indiquant pour le Maquereau une situation dans un environnement océanique profond, à la limite de la marge continentale nord-américaine (Ordovicien inférieur). Les radiolarites que l'on observe ici sont typiques et ressemblent aux radiolarites de l'île de la Désirade (Petites Antilles) que nous avons observées.

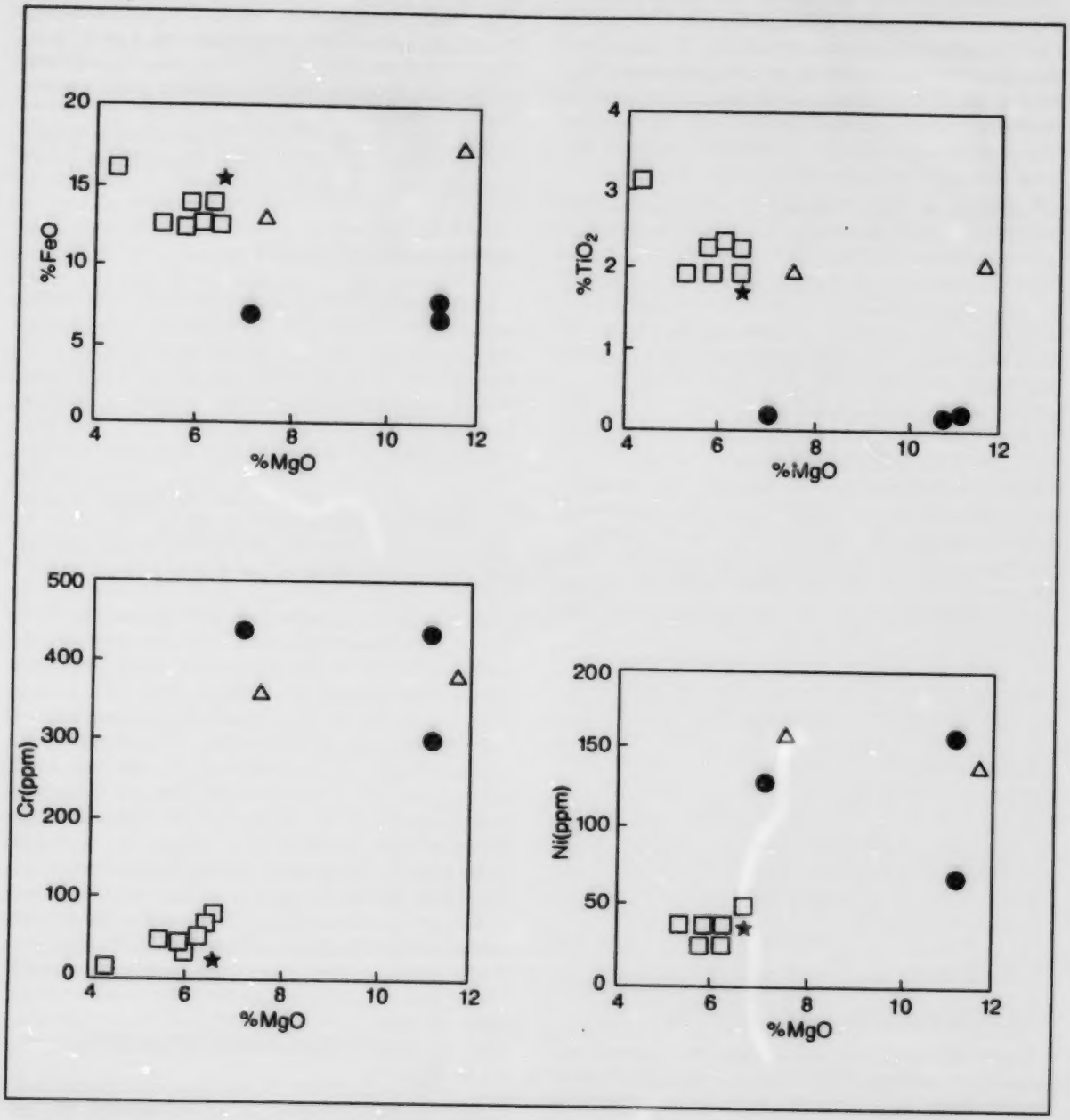


FIGURE 20 – Diagrammes de variation chimique pour les roches volcaniques du Groupe de Maquereau (étoile), du Mélange de la rivière Port-Daniel (cercle noir), des conglomérats de la Formation de Dubuc (triangle blanc), et pour les diabases du Mictaw (carré blanc).

CONGLOMÉTATS ET GRÈS DU MÉLANGE

Pour terminer, nous aborderons la pétrographie des conglomérats et des grès situés dans la partie nord du Mélange de la rivière Port-Daniel.

Nous avons décrit précédemment un conglomérat à blocs de granite blanc-rose et de gneiss granitique (loc. 7). À 25 m à l'est de celui-ci, affleure un autre conglomérat vert moyen à foncé, polygénique, essentiellement à fragments de roches volcaniques et de mudstone rouge. Ce conglomérat peu épais est associé à des grès et à des mudstones montrant des évidences de déformation avant consolidation. Les fragments volcaniques, très abondants, montrent plusieurs types de textures et d'assemblages minéralogiques dont : intersertale (59%) ; microlitique (22%) ; porphyrique à plagioclase avec matrice chloriteuse (3%) ; porphyrique à plagioclase-biotite avec matrice quartzo-feldspathique (8%) ; porphyrique à quartz-feldspath-biotite avec matrice quartzo-feldspathique (8%). Ces résultats montrent une prédo-

minance de roches volcaniques basiques (environ 80%), mais soulignent déjà la présence de roches volcaniques de composition intermédiaire à acide (20%), dont les fragments deviennent très abondants (85%) dans la Formation de Neckwick sus-jacente (Groupe de Mictaw).

Les grès interstratifiés avec les mudstones cherteux rouges et la brèche du Groupe de Maquereau sont de couleur gris moyen à gris foncé. Ils sont essentiellement quartzo-feldspathiques et micacés (biotite-muscovite) (annexe 7). Les lamines gréseuses millimétriques dans le mudstone cherteux sont de même composition. Le grès associé au conglomérat volcanique décrit précédemment est plus lithique. Ces grès dérivent d'une source continentale et/ou métamorphique (quartz-feldspath-biotite-muscovite) et aussi d'une source volcanique. L'abondance de biotite indique que la source continentale et/ou métamorphique ne correspond pas au Groupe de Maquereau, la biotite étant un minéral rare dans les roches de ce groupe.

Comparaison avec le mélange ophiolitique de Nadeau

Les descriptions du Mélange ophiolitique de Nadeau (unité 3) et du Mélange de la rivière Port-Daniel (unité 4) montrent que ces deux mélanges sont très différents.

La matrice est essentiellement sédimentaire dans le Mélange de la rivière Port-Daniel, alors que celle du Mélange ophiolitique de Nadeau est constituée de serpentinite schisteuse. Les blocs du Mélange ophiolitique de Nadeau sont exclusivement d'origine ignée et métamorphique tandis que le Mélange de la rivière Port-Daniel compte de nombreux blocs d'origine sédimentaire. Ces caractéristiques lithologiques indiquent un environnement de formation profond pour le Mélange ophiolitique de Nadeau et plutôt superficiel pour le Mélange de la rivière Port-Daniel. Cela dit, plusieurs lithologies de ces deux mélanges sont semblables. Nous avons mentionné la présence de brèche de péridotite tectonique (ophicalcite) dans les deux mélanges. Le bloc d'ophicalcite de taille métrique dans le Mélange de la rivière Port-Daniel (planche 11C) pourrait provenir du Mélange ophiolitique de Nadeau. Le bloc de métagrès bréchique de taille métrique dans le Mélange de la rivière Port-Daniel pourrait aussi provenir des métagrès bréchiques abondants dans le Mélange ophiolitique de Nadeau. Nous avons également mentionné, localement, la présence de blocs de granite altéré, de rodingite et de roche volcanique dans une matrice de serpentinite schisteuse dans le Mélange de la rivière Port-Daniel. Ceci est tout à fait caractéristique du Mélange ophiolitique de Nadeau et suggère clairement la possibilité qu'une partie du Mélange de la rivière Port-Daniel provienne de ce premier mélange.

Enfin, nous avons mis en évidence des affinités géochimiques entre les blocs granitiques et volcaniques des deux mélanges (figure 8). La composition chimique des granitoïdes de ces deux mélanges est par contre différente de celle des granitoïdes du socle grenvillien.

Interprétation et conclusion

Le Mélange de la rivière Port-Daniel s'est probablement formé dans un prisme d'accrétion associé à la subduction de la croûte océanique (zone de Dunnage) sous le microcontinent « Chain Lakes ». Les lithologies du mélange, son contexte structural au sein des Appalaches du Québec et la comparaison avec d'autres mélanges permettent de soutenir cette interprétation.

Le Mélange de la rivière Port-Daniel se compose de lithologies océaniques superficielles, comprenant d'une part, des sédiments hémipélagiques (chert manganésifère et radiolarite) et des roches volcaniques ophiolitiques et, d'autre part, des lithologies océaniques profondes (serpentinite, brèche de péridotite). Il comprend aussi des lithologies d'affinité continentale ou métamorphique comme : granite et gneiss granitique, amphibolite, métagrès, grès micacé quartzo-feldspathique. Toutes ces lithologies sont présentes dans une unité chaotique de type mélange, ce qui suggère fortement l'existence d'un prisme d'accrétion le long d'une marge active, à la limite océan-continent.

À l'exception des brèches du Maquereau, nous n'observons pas, dans le Mélange de la rivière Port-Daniel, de lithologies dérivant typiquement de la marge nord-américaine (socle grenvillien, Groupe de Maquereau, etc.). Les roches plutoniques (granitoïdes) et métamorphiques (métagrès) présentent des affinités lithologiques et géochimiques avec celles du Mélange ophiolitique de Nadeau qui dérivent, en partie tout au moins, du microcontinent « Chain Lakes ». Il semble donc que le Mélange de la rivière Port-Daniel témoigne, comme le Mélange ophiolitique de Nadeau, d'une subduction vers le SE, sous un socle sialique de type « Chain Lakes ».

Nous avons vu précédemment que le Mélange ophiolitique de Nadeau et le Mélange de la rivière Port-Daniel (témoins d'un environnement océanique) se sont accolés tectoniquement contre la marge nord-américaine – représentée ici par le Groupe de Maquereau et le socle grenvillien – le long de la faille de la Rivière Port-Daniel. Cette faille correspond à la ligne Baie-Verte–Brompton (St-Julien *et al.*, 1976 ; Williams & St-Julien, 1978, 1982) qui représente, sur 1500 km, au sein des Appalaches canadiennes, la trace en surface de l'ancienne limite continent – océan (zone de Humber – zone de Dunnage). Dans la région que nous décrivons ici, mais également au sud de Québec, on rapporte la présence de roches du socle « Chain Lakes » à l'est de la ligne Baie-Verte–Brompton (Williams & St-Julien, 1982, p. 167).

Les mélanges ont une importance de tout premier ordre pour l'interprétation des chaines de montagne dans le modèle de la tectonique des plaques. De ce fait, la littérature rapporte beaucoup de travaux à travers le monde

concernant les mélanges situés à la limite des plaques (Gansser, 1974 ; Page, 1978). La côte ouest des États-Unis fournit un excellent exemple avec le célèbre « Franciscan Complex » situé en Californie et en Orégon (Bailey *et al.*, 1964). Ce mélange correspond à une ancienne zone de subduction et s'est développé dans un prisme d'accrétion, le long d'une marge active convergente (Ernst, 1970 ; Page, 1978 ; Cowan, 1985). De nombreuses lithologies de ce mélange se retrouvent dans le Mélange de la rivière Port-Daniel. Tout comme le Mélange de la rivière Port-Daniel est surmonté en discordance par une séquence de flysch volcanique (Formation de Neckwick), le « Franciscan Complex » est surmonté par une séquence équivalente appelée « Great Valley Sequence ». Dans le « Franciscan Complex », il y a des évidences de déformation avant consolidation (Kleist, 1974) ; nous en avons également observées à l'intérieur du Mélange de la rivière Port-Daniel. Comme pour les grès du Mélange de la rivière Port-Daniel, la pétrologie des grès de la chaîne côtière du « Franciscan Complex » indique une source à la fois plutonique-métamorphique et volcanique (Bachman, 1982).

Dans la région des « Klamath Mountains » en Californie, Irwin (1972) a décrit des unités chaotiques dans un contexte semblable au Mélange de la rivière Port-Daniel et à la Formation de Neckwick sus-jacente : «*The Rattlesnake Creek terrane is a melange of dominantly ophiolitic rocks but also includes ribbon chert, both mafic and silicic volcanic rocks, albite granite, and lenses and pods of limestone, phyllite, sandstone and pebble conglomerate. It is bordered to the west along a major fault by flysch and andesitic volcanoclastic rocks* ». Également en Orégon, le « Melange Terrane », situé dans une région avant-arc (Mullen, 1985) se compare en partie, lithologiquement et structuralement, au Mélange de la rivière Port-Daniel et au Mélange ophiolitique de Nadeau, ce qui nous incite à considérer que ces deux mélanges dérivent de la même marge active. Mullen (op.cit) a comparé le « Melange terrane » avec les roches décrites actuellement dans la fosse des Mariannes (Bloomer, 1983).

Voici deux autres exemples de mélanges, situés dans un environnement de prisme d'accrétion, montrant des similitudes lithologiques avec le Mélange de la rivière PortDaniel : « The subduction complex of the Paleozoic New England Ford Belt » situé dans la partie est de l'Australie (Leitch & Cawood, 1980 ; Cawood, 1982) et « The subduction complex of northern Anatolia » situé dans la chaîne alpine de Turquie (Tekeli, 1981).

Groupe de Mictaw (unités 5 à 7)

Introduction

Le Groupe de Mictaw tire son nom du ruisseau Mictaw (actuellement ruisseau Neckwick), affluent de la rivière Port-Daniel du Milieu. Ce nom a été proposé par Northrop en 1928 (thèse non publiée, p. 59) et est apparu pour la première fois dans la littérature sous le terme « Mictaw series » (Schuchert, 1930, p. 712). Badgley (1956, p. 8) a abandonné l'appellation de « série de Mictaw » pour celle de « Groupe de Mictaw ».

Le Groupe de Mictaw couvre une superficie de 75 km^2 et affleure dans la partie centre-sud de la région cartographiée (carte no. 2039A, hors-texte). Il repose en discordance à l'est, sur le Mélange de la rivière Port-Daniel (unité 4) et sur les brèches du Groupe de Maquereau (unité 2f). À l'ouest et au sud, les roches siluriennes du Groupe de Chaleurs (unité 9) reposent en discordance sur le Groupe de Mictaw.

D'âge Ordovicien moyen, le Groupe de Mictaw comprend, de la base au sommet, trois formations distinctes (figure 5) que nous proposons d'appeler : Formation de Neckwick (unité 5), Mélange de la rivière du Milieu (unité 6) et Formation de Dubuc (unité 7). Selon T.E. Bolton, de la Commission Géologique du Canada, ces noms n'ont jamais été utilisés auparavant et ont été retenus pour notre usage (Comm. écrite, 1984).

La Formation de Neckwick se compose d'une séquence de type flysch, d'âge Llanvirnien, dérivant en grande partie d'une source volcanique. Le Mélange de la rivière du Milieu contient des blocs sédimentaires dans une matrice de shale vert et noir. La Formation de Dubuc se compose d'une séquence de shale, de grès et de conglomérat d'âge Llandeilien à Caradocien, dérivant essentiellement d'une source métamorphique.

Nous allons montrer dans ce chapitre, en tenant compte des données stratigraphiques, pétrographiques, géochimiques et structurales, que le Groupe de Mictaw correspond à des sédiments synorogéniques déposés à la limite de la marge nord-américaine et témoins de la collision d'un microcontinent « Chain Lakes terrane » avec le continent nord-américain.

Les anomalies géochimiques des sédiments de ruisseau au sein du Groupe de Mictaw (Choinière, 1981) permettent de bien différencier la Formation de Neckwick (anomalie en Ni, Cr) du Mélange de la rivière du Milieu (anomalie en cuivre) (De Broucker, 1985b). Ces anomalies géochimiques reflètent les différences lithologiques entre ces deux formations du Groupe de Mictaw.

Le toponyme « de Dubuc » n'apparaît sur aucune carte topographique de la région. Néanmoins, à notre demande, il a été officialisé par la Commission de Toponymie du Québec (communication écrite, Hélène Hudon, 1984). Nous l'avons donc inscrit sur la carte géologique. Ce ruisseau est un affluent de la rivière Port-Daniel du Milieu, situé au NW du village de Clemville.

Travaux antérieurs

Le Groupe de Mictaw a été relativement peu étudié dans le passé. Logan (1846, p. 55) a été le premier à décrire des roches correspondant à ce groupe, le long de la rivière Port-Daniel du Milieu : *« a series of black bituminous graptolitic shales (...). The position of these shales is interposed between the calcareous group [Groupe de Chaleurs] and the metamorphic rocks of Point Macquereau »*. Les shales qu'il décrit appartiennent à la Formation de Dubuc et au Mélange de la rivière du Milieu (carte hors-texte).

En remontant la rivière Port-Daniel, Ells (1883, pp. 14-15) a trouvé sous les calcaires siluriens des « beds of greenishgrey grits » ; un peu plus en amont, il mentionne des « ledges of dark grey and black slates » qu'il compare avec les shales à graptolites bitumineux mentionnés par Logan dans la rivière Port-Daniel du Milieu. Ces roches correspondent à la Formation de Neckwick (grit) et probablement aussi au Mélange de la rivière Port-Daniel (« black slates »).

Schuchert (1930, p. 712) a donné une brève description du Mictaw : *« mainly shales with much volcanic material and serpentine, and, in the upper part, with many graptolites »*.

La description de Northop (dans Parks, 1930, p. 90) se rapproche davantage de la réalité : *« La série de Mictaw se compose de couches alternantes assez rapides d'argile schisteuse noire, plus ou moins bitumineuse, et de grauwakés verdâtres et tufacées (...). Les assises du schiste sont par endroits de couleur gris verdâtre à gris foncé »*. On retrouve dans cette description les grès de la Formation de Neckwick et les schistes argileux verts et noirs du Mélange de la rivière du Milieu : *« Par suite de la compression entre les assises les plus résistantes de la grauwaké, ces argiles schisteuses ont été considérablement déformées et laissent voir fréquemment de nombreuses surfaces de glissement qui scintillent et brillent avec un lustre si prononcé qu'on pourrait dire qu'elles ressemblent à de l'obsidienne noire »*. Northrop (p. 90) a souligné ici la différence structurale entre les shales du mélange très déformés et les niveaux de grès plus résistants du Neckwick.

Badgley (1956, p. 5) et Ayrton (1967) ont cartographié chacun une partie du Groupe de Mictaw. Badgley a décrit comme suit le Mictaw : *« le Groupe de Mictaw se*

compose de ,schistes argileux finement stratifiés noirs, verts [mélange] et gris [Dubuc], d'épaisses strates de grauwackes [Neckwick], de quelques couches de calcaires [mélange, Dubuc] et de plusieurs variétés de conglomérats » (Dubuc & Neckwick). Nous discuterons de leurs travaux dans la description des formations du Mictaw. La carte effectuée dans le cadre de cette étude montre pour la première fois la géologie et la structure d'ensemble du Groupe de Mictaw (carte 2039A, hors-texte).

Stratigraphie

Nous allons décrire les trois unités lithostratigraphiques que nous avons cartographiées dans le Groupe de Mictaw. De la base au sommet, on distingue la Formation de Neckwick (nouveau nom), le Mélange de la rivière du Milieu (nouveau nom) et la Formation de Dubuc (nouveau nom). Cette succession n'a été établie qu'au cours de l'été 1984. Nous pensions auparavant que le mélange était l'unité la plus ancienne du Groupe de Mictaw, et qu'il était surmonté par la Formation de Dubuc, qui était elle-même surmontée par la Formation de Neckwick (De Broucker, 1983a et 1983b). Des graptolites ramassés dans les grès du Neckwick ont montré que ceux-ci indiquaient un âge Llanvirnien, plus ancien que les graptolites de la Formation de Dubuc. Comme le Mélange de la rivière du Milieu contient des blocs de grès du Neckwick, d'âge, eux aussi Llanvirnien, il doit nécessairement être plus jeune que la Formation de Neckwick. Ce mélange étant surmonté en discordance par la Formation de Dubuc, d'âge Llandeilien, nous avons ainsi obtenu au sein du Groupe de Mictaw la succession lithostratigraphique présentée à la figure 5.

Le Groupe de Mictaw comprend donc trois formations : deux unités de roches siliciclastiques, de type flysch, séparées par un mélange sédimentaire (figure 5). Pour chacune des unités lithostratigraphiques, nous décrirons successivement les travaux antérieurs, les traits distinctifs, l'extension géographique, les conditions d'affleurement et la localisation des coupes de référence, les contacts et la puissance de la formation, l'âge et, enfin, une description lithologique.

FORMATION DE NECKWICK (UNITÉ 5)

Cette formation tire son nom du ruisseau Neckwick qui est un affluent de la rivière Port-Daniel du Milieu. Ce ruisseau s'appelait auparavant ruisseau Mictaw et a donné son nom au Groupe de Mictaw.

Travaux antérieurs

Ells (1883) a été le premier a décrire des affleurements appartenant aujourd'hui à la Formation de Neckwick. Après lui, plusieurs géologues ont décrit, plus ou moins brièvement, ces roches (Schuchert, 1930, p. 712 ; Northrop, dans Parks, 1930, p. 90 ; Alcock, 1935, p. 14 ; Northrop, 1939, p. 11). Cependant, Badgley (1956 ; carte no 1096) et Ayrton (1967 ; carte no. 1568) ont été les premiers à effectuer des levés géologiques dans le Mictaw. Badgley a cartographié le quart SW du Groupe de Mictaw où affleurent les trois formations de ce groupe. Il n'a fait aucune distinction au sein du Mictaw : *« En raison des complexités structurales et de l'absence d'horizons-repères, il est impossible de subdiviser le groupe en formations »* (Badgley, 1956, p. 5). Ayrton (1967) a cartographié la majeure partie des roches incluses aujourd'hui dans la Formation de Neckwick. Il décrit tout d'abord le « conglomérat de base (?) » du Mictaw qui correspond à la zone de brèche sédimentée localement dans le Mictaw (unité 2f, carte hors-texte). Le lecteur pourra se référer aux travaux antérieurs concernant ce « conglomérat de base » dans le chapitre portant sur le Groupe de Maquereau. Nous recommandons vivement d'abandonner le terme « conglomérat de base », car il n'y a pas de conglomérat à la base du Mictaw. Il est cependant exact que la base du Mictaw corresponde à la base de la Formation de Neckwick qui se trouve au contact avec les brèches tectoniques. Ayrton (1967, p. 27) a décrit ensuite les « grès et schistes argileux du Groupe de Mictaw ». Il considèrait les grès comme des « grauwackes volcaniques engendrées par l'érosion normale de tufs et de coulées plus anciennes », et non comme des « grauwakés tufacées » décrits par Northop (dans Parks, 1930, p. 90). Pour Ayrton (op.cit., p. 30) : *« la taille générale des grains des roches détritiques du Mictaw semble diminuer vers le SW ; on passe en effet des conglomérats, à l'est, à des grès et, de ces roches, à des schistes argileux à graptolites, au SW »* ; Badgley (1956, p. 7) a tenu le même propos. Les « conglomérats » n'en étant pas et les schistes argileux appartenant à une formation (de Dubuc), cette conclusion ne tient plus.

Traits distinctifs

La Formation de Neckwick se caractérise par une alternance de grès verdâtre, argileux et lithique, en bancs de 10 cm à 10 m d'épaisseur, avec des mudstone gris-vert (planche 12A) et plus rarement rouge brique. Les grès montrent de magnifiques figures de base de banc (planche 12B) et sont le plus souvent granoclassés. Ils contiennent fréquemment des concrétions brunâtres de taille centimétrique, riches en calcite (planche 13B). Ces grès se présentent souvent en « paquets de grès » d'épaisseur variable, séparés par les shales. Deux autres traits distinctifs caractérisent cette unité : la présence de bancs de tuf acide, gris jaunâtre, d'au plus quelques mètres d'épaisseur et la présence de microconglomérat coloré à granules rouges, vertes, roses, noires et brunes.

Extension géographique et conditions d'affleurement

La Formation de Neckwick affleure sur 60 km^2 couvrant environ 80% de la superficie du Groupe de Mictaw. La rivière Port-Daniel, le ruisseau de la Grande Fourche, le ruisseau Neckwick et le ruisseau Grum sont

les principaux cours d'eau qui drainent cette formation. Ils fournissent des coupes quasi-continues. Les affleurements se situent donc le long de ces cours d'eau et aussi le long de deux chemins forestiers : le premier se situe au sud du ruisseau Neckwick et le deuxième, au sud du ruisseau de la Grande Fourche. Dans la partie sud, une crête de grès, orientée NW-SE, domine la rivière Port-Daniel du Milieu.

Coupe de référence

Le ruisseau Neckwick offre la coupe la plus accessible. On y accède par la route Legrand qui longe la rivière Port-Daniel du Milieu et le ruisseau Neckwick. Nous n'avons pas levé cette coupe, car elle est plissée et discontinue. Nous présentons aux figures 21A et 21B, quelques portions de coupe illustrant les paquets de grès typiques de cette unité.

Contacts et puissance

La Formation de Neckwick (unité 5) est bordée par des discordances et des failles. Le contact inférieur affleure dans la partie est ; il s'agit d'une discordance à la fois sur les brèches du Groupe de Maquereau, le long de la faille de la rivière Port-Daniel et sur le Mélange de la rivière Port-Daniel. Dans la partie nord de la Formation de Neckwick, un niveau de brèche (1 à 3 m d'épaisseur) s'interstratifie avec les grès et les shales du Neckwick, le long de la rivière Port-Daniel, tout près du contact inférieur. Cette interstratification confirme la nature d'un contact sédimentaire entre le Neckwick et les brèches. Le contact avec le Mélange de la rivière Port-Daniel (unité 4) s'observe le long d'un petit ruisseau qui draine la partie centrale du mélange, à 1,5 km au sud du camp Honey-Moon. En remontant le ruisseau, on note 300 m de mudshale vert et noir, à blocs de siltstone calcarodolomitique et de serpentinite, puis 20 à 25 m de mudstone cherteux vert-bleu et rouge, pyriteux, surmonté de la séquence de grès et de shale typique du Neckwick, dans laquelle s'interstratifie un filon-couche de diabase. Le contact entre le mudstone cherteux et le grès semble concordant ; l'ensemble repose en discordance sur le mélange composé de shale très déformé avec clivage phacoïdal.

Le contact supérieur de la Formation de Neckwick est représenté par la Faille de la rivière du Milieu qui sépare cette formation du Mélange de la rivière du Milieu (unité 6). La Formation de Neckwick est limitée à l'ouest par le Groupe de Chaleurs (unité 9). On observe un contact discordant dans la rivière Port-Daniel (discordance angulaire), dans le ruisseau de la Grande Fourche (accordance), et juste au sud du ruisseau Neckwick (discordance angulaire). Plus au sud, ce contact a évolué en faille inverse.

La puissance actuelle de la Formation de Neckwick est difficile à évaluer, à cause de la complexité structurale. Elle se situe probablement entre 1500 et 2000 m. Cette formation est la plus épaisse du Groupe de Mictaw. Ayrton (1967) a attribué au Groupe de Mictaw une puissance d'environ 1200 m.

Âge

Dans les travaux précédents, aucun graptolite n'a été identifié dans les grès correspondant à la Formation de Neckwick ; cependant Badgley (1956, p. 8) a mentionné la présence de *« graptolites mal préservés dans des schistes argileux gris, interstratifiés avec des grauwackes, le long du ruisseau Grum »*. Nous avons trouvé des graptolites le long du ruisseau Neckwick, dans un banc de grès massif d'environ 1 m d'épaisseur (loc. 15). Les graptolites occupent un niveau d'environ 15 cm d'épaisseur, au centre du banc de grès. La faune ne contenait qu'un graptolite qui a été identifié comme *Pseudoclimacograptus angulatus* (Bulman), qui est très bien connu du Llanvirnien de la Scandinavie (Zone à D. murchisoni). Ce graptolite caractérise également le sommet de la Formation de Table Head, à l'ouest de Terre-Neuve (communications écrites ; J. Riva, 1984).

Deux échantillons ont été prélevés dans la partie supérieure calcareuse de certains grès, mais ils se sont révélés totalement dépourvus de conodontes (Nowlan, 1985).

Description

La Formation de Neckwick comprend essentiellement une alternance de grès et de shale avec quelques intercalations de tuf acide, de microconglomérat et de conglomérat. Quelques filons-couches de diabase (unité D) sont intrusifs dans la partie basale de la formation.

Les grès argileux et lithiques, de couleur vert grisâtre foncé, sont essentiellement des grès moyens à grossiers, dont la granulométrie varie néanmoins de très fine à très grossière. Les bancs ont des épaisseurs variables entre 10 cm et 10 m et ils sont souvent bien granoclassés (planche 12A). Les bancs les plus épais sont massifs (« massive sandstone » de Walker, 1976 ; planche 13C), mais présentent localement un granoclassement inverse ou normal. Ces bancs ont parfois un contact d'érosion à leur base, difficile à observer dans les coupes de ruisseau. Les figures de base de banc sont très fréquentes et bien visibles dans la partie sud de la formation, où les strates sont renversées (planche 12B-C-D). On note des empreintes de charge (planche 12B), des flûtes (planche 12D), des traces fossiles (planche 12C), des canelures et des « ball and pillow structures » (De Broucker, 1984b).

Le sommet des bancs de grès est parfois très calcareux. De plus, les grès contiennent des concrétions centimétriques brunes, riches en calcite (planche 13B), indiquant un dépôt au-dessus de la surface de compensation de la calcite. Cependant, il n'a pas été possible d'établir de variation significative à l'intérieur de cette formation ; l'épaisseur des strates, le rapport grès/shale et la granulométrie basale des séquences variant de façon très irré-

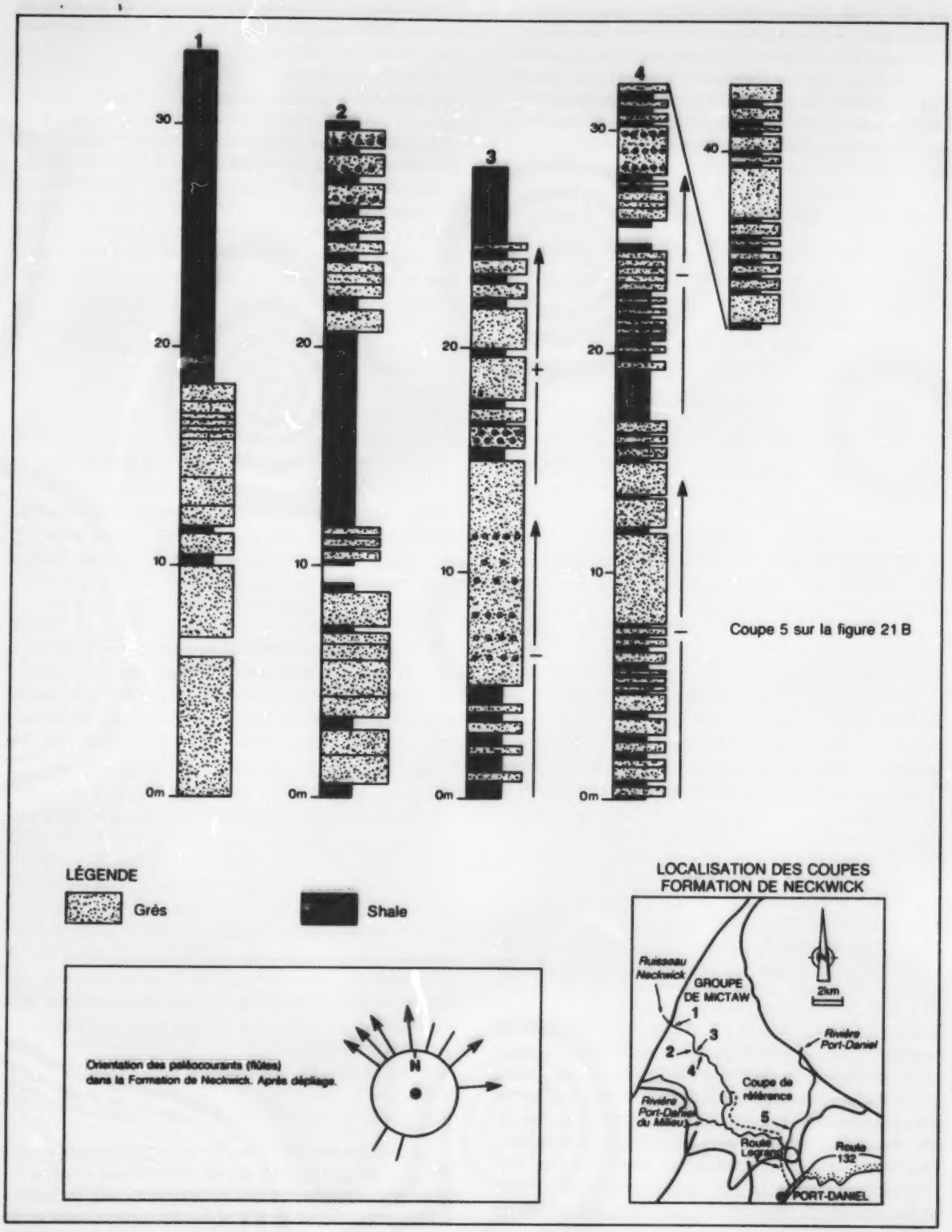


FIGURE 21A – Coupes stratigraphiques no. 1 à 4 dans la Formation de Neckwick illustrant les paquets de grès – Ruisseau Neckwick.

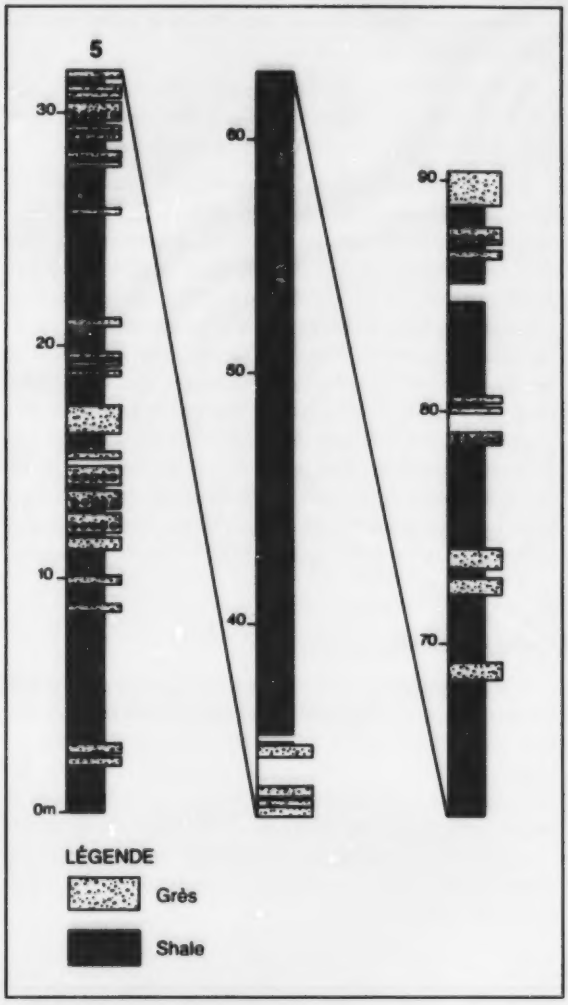


FIGURE 21B – Coupe stratigraphique no. 5 dans la Formation de Neckwick – Rivière Port-Daniel. La légende est celle de la figure 21A.

gulière (De Broucker, 1983b). La cartographie des ruisseaux montre des séquences de grès amalgamé, interstratifiées avec des séquences de shale, indiquant des « paquets de grès » séparés par des shales. L'épaisseur de ces paquets varie de 10 à 100 mètres et plus (figure 21A). Les évidences de glissement synsédimentaire (slumping) sont très rares dans cette formation. Nous n'avons trouvé que deux affleurements présentant de telles structures (planche 13A).

Les shales sont de couleur verdâtre à gris foncé et, plus rarement, rouge brique. Ils présentent souvent une belle fissilité et ne sont que rarement clivés. Nous avons observé, très localement, un mudstone cherteux, vert fortement bioturbé (loc. 16). Des horizons d'au plus un mètre d'épaisseur de microconglomérat et, plus rarement, de conglomérat polygénique sont interstratifiés dans la séquence de grès et de shale. Également, quelques niveaux de tufs acides aphanitiques, très résistants, de couleur gris jaunâtre, se retrouvent ça et là dans la séquence (planche 13D) ; leur épaisseur varie de 1 à 5 m. Localement, dans le ruisseau Grum (loc. 17), un grès gris jaunâtre leur est associé, comportant des fragments centimétriques de shale vert et noir (« rip-up-clasts »), qui dérivent fort probablement du Mélange de la rivière Port-Daniel sous-jacent. La matrice de ce grès est quartzo-feldspathique et semble provenir de l'érosion de ces tufs. Badgley (1956, p. 6) a décrit cet affleurement comme contenant des *« conglomérats à petits galets (...) de schistes argileux vert bleuâtre pâle ou gris verdâtre »*.

Quelques aspects sédimentologiques

Plusieurs bases de bancs de grès de la Formation de Neckwick possèdent des flûtes qui sont des bons indicateurs de paléocourants (planche 12D). Malheureusement, comme les strates du Neckwick ont subi deux phases de plissement, l'orientation primaire des flûtes est souvent difficile à retracer. Nous avons mesuré ces flûtes et le plan de stratification qui les contient. Par l'analyse structurale des affleurements environnants, nous avons déterminé l'orientation et le plongement approximatif de l'axe du pli auquel appartiennent les strates et les flûtes. Cette étape est parfois difficile à effectuer, vu les données disponibles et la complexité structurale de certains secteurs. À ce stade, six mesures de flûtes ont été rejetées, le dépliage étant trop hasardeux. Par la suite, nous avons remis la strate dans la position horizontale de dépôt, en suivant la méthode décrite par Ramsay (1967, p. 487) pour déplier des structures linéaires déformées par rotation (pli concentrique). La flûte indique alors l'orientation du paléocourant. (fig. 21A)

Un tableau (annexe 10) résume les informations structurales des huit orientations de paléocourants mesurées. Ces orientations ayant subi deux phases de plissement, nous considérons que le dépliage, même effectué dans les meilleures conditions, comporte un risque d'erreur important. Ces paléocourants sont donc donnés ici à titre indicatif, suggérant, dans l'ensemble, des courants dirigés du sud vers le nord (figure 21A).

Bien qu'une étude sédimentologique du Groupe de Mictaw ne rentre pas dans le cadre du présent travail, nous rassemblons ici des observations susceptibles de caractériser l'environnement de dépôt de la Formation de Neckwick.

La Formation de Neckwick est caractérisée par des niveaux de grès massifs et grossiers dont l'épaisseur peut atteindre 10 m ; ces niveaux, à granoclassement normal et parfois inverse, sont répartis dans des « thinning and thickening-upward sequences » (figure 21A). Elle contient aussi des niveaux de shale, de siltstone et de turbidite classique. On observe fréquemment des paquets amalgamés de grès grossiers séparés par d'épais niveaux de shale. Cet assemblage caractérise un environnement de « midfan lobe sequences » (Hiscott, 1980). La présence de structures d'échappement fluide dans les grès

massifs est un indicateur de dépôt rapide de ces grès (Lowe, 1975). Enfin, la Formation de Neckwick est impliquée dans le mélange sédimentaire de la rivière du Milieu, car on y observe des blocs de grès de cette formation. Toutes ces observations suggèrent le dépôt d'une séquence à turbidite dans un environnement proximal de cônes sous-marins, correspondant fort probablement à un « mid-fan » (Walker, 1976). La Formation de Tourelle, qui affleure dans la partie nord de la Gaspésie, montre des caractéristiques sédimentologiques identiques et se serait déposée dans le même environnement (Hiscott, 1980).

MÉLANGE DE LA RIVIÈRE DU MILIEU (UNITÉ 6)

Le Mélange de la rivière du Milieu est une formation qui tire son nom de la rivière Port-Daniel du Milieu. C'est une unité chaotique composée de blocs dans une matrice. Nous choisissons donc pour cette unité le terme de « Mélange » plutôt que celui de « Formation ». De plus, cette dénomination souligne les trois grandes divisions au sein du Groupe de Mictaw, à savoir deux formations bien stratifiées séparées par un mélange sédimentaire (figure 5).

Travaux antérieurs

Logan (1846, p. 55) a été le premier à décrire les « black bituminous shales » correspondant à la matrice du Mélange de la rivière du Milieu.

Northrop (dans Parks, 1930, p. 90) décrit aussi les affleurements le long de la rivière Port-Daniel du Milieu et remarque que *« les schistes noirs contiennent par endroits beaucoup de pyrite ou de marcasite ; celle-ci est généralement cristallisée, mais parf[illegible] quelquefois sous la forme d'amas de structure rayonnante, arrondis, plus ou moins sphériques, atteignant jusqu'à 3 pouces de diamètre »*. Quelques années plus tard, il a décrit comme suit les roches du mélange : *« the Mictaw black shale-greywacke series along the Middle Port-Daniel River is overlain by Silurian strata »* (Northrop, 1939, p. 28). Il a ainsi rapporté la présence de grès du Neckwick (grauwacke) au sein du mélange – correspondant à l'unité 6b (carte hors-texte) – et aussi la présence des roches siluriennes en contact avec ce mélange.

La description d'Alcock (1935, p. 13) souligne la déformation des roches du mélange et la présence de lits de calcaire qui sont en réalité des blocs (unité 6a, carte hors-texte) : *« dark grey to black shale which breaks readily into small angular fragments. (...) Where shearing has taken place the shales are altered to shining black Material. The beds have very irregular strikes and dips. (...) Associated with the black shales on Port-Daniel River are limestone beds and also some fine conglomeratic layers »*.

Ayrton (1967, p. 30) a aussi souligné la déformation de ces roches : *« les schistes argileux noir verdâtre, contrairement aux grès massifs, sont fissiles et montrent souvent des miroirs de faille »*.

Badgley (1956, p. 6) a cartographié les roches du mélange et décrit des *« schistes argileux vert bleuâtre pâle ou gris verdâtre, interstratifiés avec les grauwackes »*.

Les auteurs précédents ont parlé d'interstratification entre les lithologies du Mélange de la rivière du Milieu. Nos travaux de terrain, en revanche, notamment le long de la rivière Port-Daniel du Milieu et dans la partie sud du Mélange de la Rivière Port-Daniel, nous ont conduit à inclure ces deux mélanges dans la même unité (unité 2 ; De Broucker, 1984a, 1984b). Toutefois, les évidences de terrain suggèrent que ces deux mélanges sont d'âge différent. En effet, la Formation de Neckwick repose en discordance sur le Mélange de la rivière Port-Daniel ; cette formation est donc plus jeune que ce mélange. Par ailleurs, des blocs de grès du Neckwick sont présents dans le Mélange de la rivière du Milieu, ce qui implique que ce mélange est plus jeune que la Formation de Neckwick.

Traits distinctifs

L'aspect chaotique est le trait dominant de cette unité. Cet aspect est souligné par la présence de blocs dans une matrice de mudshale très déformée qui possède un clivage phacoïdal caractéristique (planche 14A-B). En comparaison avec les autres mélanges de la région (Mélange ophiolitique de Nadeau et Mélange de la rivière Port-Daniel), ce mélange se distingue par la nature exclusivement sédimentaire de la matrice et des blocs (planches 14 et 15).

Extension géographique et conditions d'affleurement

Le Mélange de la rivière du Milieu (unité 6) occupe 12% de la superficie du Groupe de Mictaw, couvrant une bande de 9 km^2 principalement le long de la rivière Port-Daniel du Milieu. Le nom du mélange a été abrégé en rivière du Milieu pour éviter toute confusion avec la rivière Port-Daniel, qui coule dans la partie NW du Mictaw, et où affleure également une zone de mélange.

Le Mélange de la rivière du Milieu, composé principalement de shale, constitue une unité peu résistante qui occupe une dépression contrôlée par la rivière Port-Daniel du Milieu, et bordée au NE par une crête de grès de la Formation de Neckwick, orientée NW-SE.

Coupe de référence

La coupe de référence pour ce mélange se trouve le long de la rivière Port-Daniel du Milieu. On y accède par la route Legrand ; elle se situe à 6,7 km à partir de son intersection et débute près de la jonction avec la rivière Neckwick avec la route 132. La coupe compte plusieurs affleurements répartis sur 1,5 km, en remontant la rivière vers l'amont. Elle est schématisée à la figure 22.

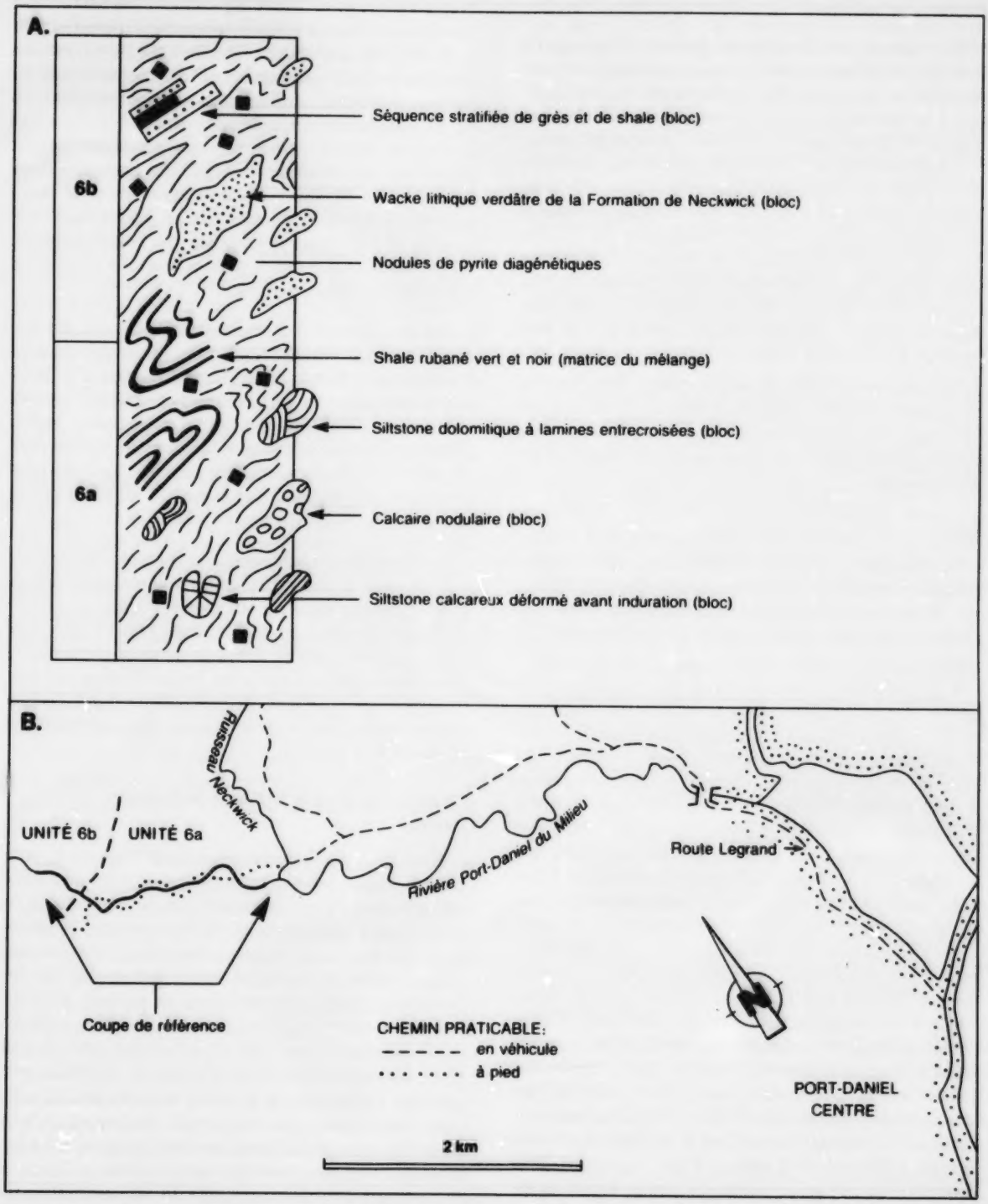


FIGURE 22 – Coupe schématique (A) et localisation de la coupe de référence (B) du Mélange de la rivière du Milieu (Groupe de Mictaw).

Contacts et puissance

Des failles et des discordances limitent le Mélange de la rivière du Milieu. Au NE, le contact est représenté par une faille inverse. En effet, la Formation de Neckwick (unité 5) chevauche le mélange mais ce contact n'est pas observable directement sur le terrain. Au sud, la Formation de Dubuc (unité 7) repose en discordance angulaire sur le mélange. Cette discordance est observable sous l'eau, au début d'un long affleurement de la Formation de Dubuc, dans la rivière Port-Daniel du Milieu (loc. 18). Au SW, les roches du Groupe de Chaleurs (unité 9) reposent en discordance sur ce mélange. Enfin à l'ouest, ces mêmes roches du Groupe de Chaleurs (unité 9a) sont en contact de faille inverse avec le Mélange de la rivière du Milieu.

La puissance du mélange est très difficile à évaluer, celui-ci étant fortement déformé et plissoté. Il affleure sur une bande de 6 km de long par 1 à 1,5 km de large. Une épaisseur minimale de plusieurs centaines de mètres est fort probable.

Âge

Le Mélange de la rivière du Milieu se situe stratigraphiquement au milieu des trois unités du Groupe de Mictaw. Il surmonte la Formation de Neckwick et est surmonté à son tour, en discordance, par la Formation de Dubuc.

L'âge précis de ce mélange n'a pu être déterminé à partir des fossiles présents dans la matrice de shale, car ceux-ci sont très rares. Un niveau cherteux gris-vert, centimétrique, a fourni un graptolite (*Mastigograptus* sp.) ainsi que des spicules d'éponges de type tétraxone *Protospongia* de Métis ?) indiquant un âge Cambrien tardif à Ordovicien (J. Riva ; communication écrite, 1982). Par contre, la formation du mélange doit être plus jeune que ses blocs qui sont d'âges Llanvirnien et Arenigien. L'âge Llanvirnien est fourni par une faune à graptolites dans un bloc de grès lithique (de type Neckwick) contenant : *Cryptograptus tricornis, Didymograptus* sp. et *Pseudoclimacograptus angulatus,* indiquant la Zone à *G Cryptograptus teretiusculus* (J. Riva, communication écrite, 1984). L'âge Arénigien est fourni par une faune à Conodontes dans un bloc de siltstone calcareux de couleur chamois contenant des fragments de *Peridon flabellum* Lindström) et *Protopanderodus* sp. indiquant un âge Arénigien moyen à tardif (Nowlan, 1985). La limite supérieure du mélange correspond à la discordance à la base de la Formation de Dubuc, d'âge Llandeilien. Il ne reste donc qu'une brève période de temps, vers la fin du Llanvirnien et le tout début du Llandeilien, pour la formation de ce mélange.

Description

Dans le Mélange de la rivière du Milieu, nous avons cartographié deux unités en fonction de la nature des blocs. La première (unité 6a) contient essentiellement des blocs de siltstone calcaro-dolomitique (planches 14A et 15A) et la seconde (unité 6b) contient surtout des blocs de grès lithique (planche 14B). La matrice de ce mélange est toujours sédimentaire ; c'est un mudshale ou un mudstone rubané, vert et noir (planche 14C-D), ayant le plus souvent un aspect très schisteux et déformé, et présentant un clivage phacoïdal très caractéristique (planche 14A-B). Des nodules de pyrite, de taille centimétrique à décimétrique, sont très abondants dans cette matrice et présentent des habitus très variés (planche 15D). Associés aux shales verts et noirs, ils témoignent d'une sédimentation anoxique.

Les **blocs calcaro-dolomitiques** (unité 6a) sont de taille décimétrique à plurimétrique et se composent de siltstone dolomitique et/ou calcareux à fines structures laminaires (parallèles ou entrecroisées) et plus rarement de calcaire nodulaire (planche 15B). Ces blocs sont parfois très riches en bitume, disséminé ou suintant dans les fractures. On observe fréquemment dans les blocs, des fractures ouvertes, injectées par la matrice de shale vert et noir.

Les **blocs de grès lithique** (unité 6b) sont aussi de taille décimétrique à plurimétrique et se composent, soit de grès verdâtre argileux, à grain moyen à grossier (planche 14B), soit de séquence rythmique de grès lithique et de shale verdâtre (planche 15C), en polarité sédimentaire normale ou inverse. Les figures de base de banc, qui sont très bien conservées dans les grès, indiquent que ces matériaux étaient déjà consolidés avant leur incorporation au mélange.

Comparaison avec le Mélange de la rivière Port-Daniel

Nous avons vu précédemment que le Mélange de la rivière du Milieu (unité 6) présentait des similitudes lithologiques avec la partie centre-sud du Mélange de la rivière Port-Daniel (unité 4). En effet, ces deux mélanges possèdent des blocs calcaro-dolomitiques dans une matrice déformée de mudshale rubané vert et noir très caractéristique. Ces deux mélanges ne peuvent pourtant pas être corrélés car, d'une part, ils sont d'âge différent et, d'autre part, l'ensemble des lithologies dans chacun d'eux témoigne d'un environnement de formation très différent. Le Mélange de la rivière Port-Daniel est interprété comme dérivant d'un prisme d'accrétion en bordure d'une marge continentale active. La présence de lithologies océaniques (radiolarite, roche volcanique ophiolitique, serpentinite...) et de lithologies continentales (granite, métagrès...) suggèrent une telle interprétation. Le Mélange de la rivière du Milieu ne comporte aucune de ces lithologies typiques d'un prisme d'accrétion. Toutes les lithologies, en revanche, proviennent d'un même bassin sédimentaire et dérivent probablement des formations de Neckwick et/ou de Tourelle et d'autres

roches ordoviciennes (Formation de Dalibaire) affleurant dans le nord de la Gaspésie.

Nous relions la formation du Mélange de la rivière du Milieu à la mise en place des allochtones durant une phase de l'orogénèse taconique. Des processus sédimentaires et tectoniques ont contrôlé sa formation. Des mélanges semblables sont associés à la mise en place des allochtones tout au long des Appalaches.

FORMATION DE DUBUC (UNITÉ 7)

Cette nouvelle formation tire son nom du ruisseau à Dubuc, affluent de la rivière Port-Daniel du Milieu situé au NW de Clemville. Ce ruisseau, relativement difficile d'accès et difficile à marcher, offre une coupe d'environ 900 m au travers de cette formation. La Formation de Dubuc comprend deux membres : le Membre de la rivière du Milieu et le Membre du pont de Clemville.

Travaux antérieurs

Logan (1846, p. 55) a donné une brève description des affleurements le long de la rivière Port-Daniel du Milieu, correspondant aujourd'hui à la Formation de Dubuc. Schuchert & Dart (1926, p. 42) ont décrit comme suit les même affleurements : « *soft, smooth, blue-green shales with some thin sandstones are exposed* ». Dans la région de l'anticlinal de Clemville, au sud de la carte 2039A (hors-texte), il semble qu'ils aient observé un passage continu entre le Mictaw et le Groupe de Chaleurs : « *The »Ordovician« strata of Little Port Daniel River, about Clemville, appear to go unbroken into the earliest Silurian strata* ». Les fossiles de part et d'autre du contact indiquent cependant un hiatus important (Bourque & Lachambre, 1980).

Au pont de Clemville, un conglomérat grossier (« debris flow ») a longtemps été sujet à controverses quant à son âge et à sa position stratigraphique. D'après les travaux de Ells (1883), Schuchert & Dart (1926, p. 44) ont parlé de « so-called Ordovician strata ». Parks (1930, p. 87) a donné à ce conglomérat un âge Ordovicien supérieur, tandis que Northrop lui a assigné un âge Silurien, à la base du Groupe de Chaleurs. Burk (1964, p. 452), avec raison, a remis ce conglomérat dans le Mictaw. Dans Parks (1930, p. 91), on trouve une description de ce qui est devenu la base de la Formation de Dubuc : « *De larges affleurements de schiste surmontent un conglomérat quelque peu persistant sur la rivière du Milieu et ses tributaires. En grande partie ces schistes reposent presque horizontalement ou en plis légers. On leur assigne une épaisseur maximale de 220 pieds* ». Alcock (1935, p. 13) a décrit plus en détail ce conglomérat. Northrop (1939, p. 26) a décrit dans la région du pont de Clemville des affleurement de « dark-green sandstones and conglomerates » correspondant au sommet de la Formation de Dubuc. Northrop (op.cit., p. 28) a décrit les affleurements situés en amont du pont comme suit : « *greenish sandstones and shales containing limy members are exposed for an eighth of a mile. The structure is complex, and strikes and dips vary greatly. No fossils were observed, and it is believed that these strata, like those near the bridge, are of Mictaw age and constitute the core of the anticline* ».

Badgley (1956) a cartographié les roches de la Formation de Dubuc. Il a décrit essentiellement les conglomérats de la rivière Port-Daniel du Milieu, constituant la base de la Formation de Dubuc, mais ne leur a assigné aucune position stratigraphique précise. Ayrton (1967, p. 30) a mentionné pour la première fois la présence de « nodules ressemblant à des septaria » dans les schistes argileux, le long de la rivière Port-Daniel du Milieu.

Traits distinctifs

Les roches de la Formation de Dubuc (unité 7) sont essentillement grises et gris-noir, ce qui tranche avec la couleur verdâtre des roches du Neckwick (unité 5). Les grès et siltstone sont quartzeux et micacés. Dans sa partie inférieure, cette formation contient beaucoup de shale très fissile, renfermant des concrétions carbonatées (septaria) exclusives à cette unité (planche 16). Quelques conglomérats très grossiers (« debris flows ») sont également typiques de cette unité. Enfin, les shales de cette formation sont riches en graptolites.

Extension géographique et conditions d'affleurement

La Formation de Dubuc occupe 8% de la superficie du Groupe de Mictaw et couvre 6 km^2 à l'extrémité sud de ce groupe. Elle affleure exclusivement le long des trois cours d'eau suivants : ruisseau à Dubuc, rivière Port-Daniel du Milieu et Petite rivière Port-Daniel. Cette formation forme de petites collines qui bordent la rive sud de la rivière Port-Daniel du Milieu.

Coupes de référence

Compte-tenu des variations verticales de faciès au sein de la Formation de Dubuc, nous définissons deux coupes de référence (stratotype composite), localisées dans la région type (figures 23A et 23B).

La coupe de référence pour la partie inférieure de la formation (holostratotype) se situe le long de la rivière Port-Daniel du Milieu, en aval du mélange et à 6 km de la côte (figure 23A). Cette coupe définit le **Membre de la rivière du Milieu.**

La deuxième coupe de référence (parastratotype) se situe le long de la Petite rivière Port-Daniel, au pont de Clemville, et caractérise la partie supérieure de la Formation de Dubuc (figure 23B). Cette coupe définit le **Membre du pont de Clemville** – ce pont est situé à 3 km de la baie de Port-Daniel, par la route de Clemville. Une partie de la coupe commence à 120 m en amont du pont, l'autre partie de la coupe se situe à 150 m en aval, dans une courbe prononcée de la Petite rivière Port-Daniel.

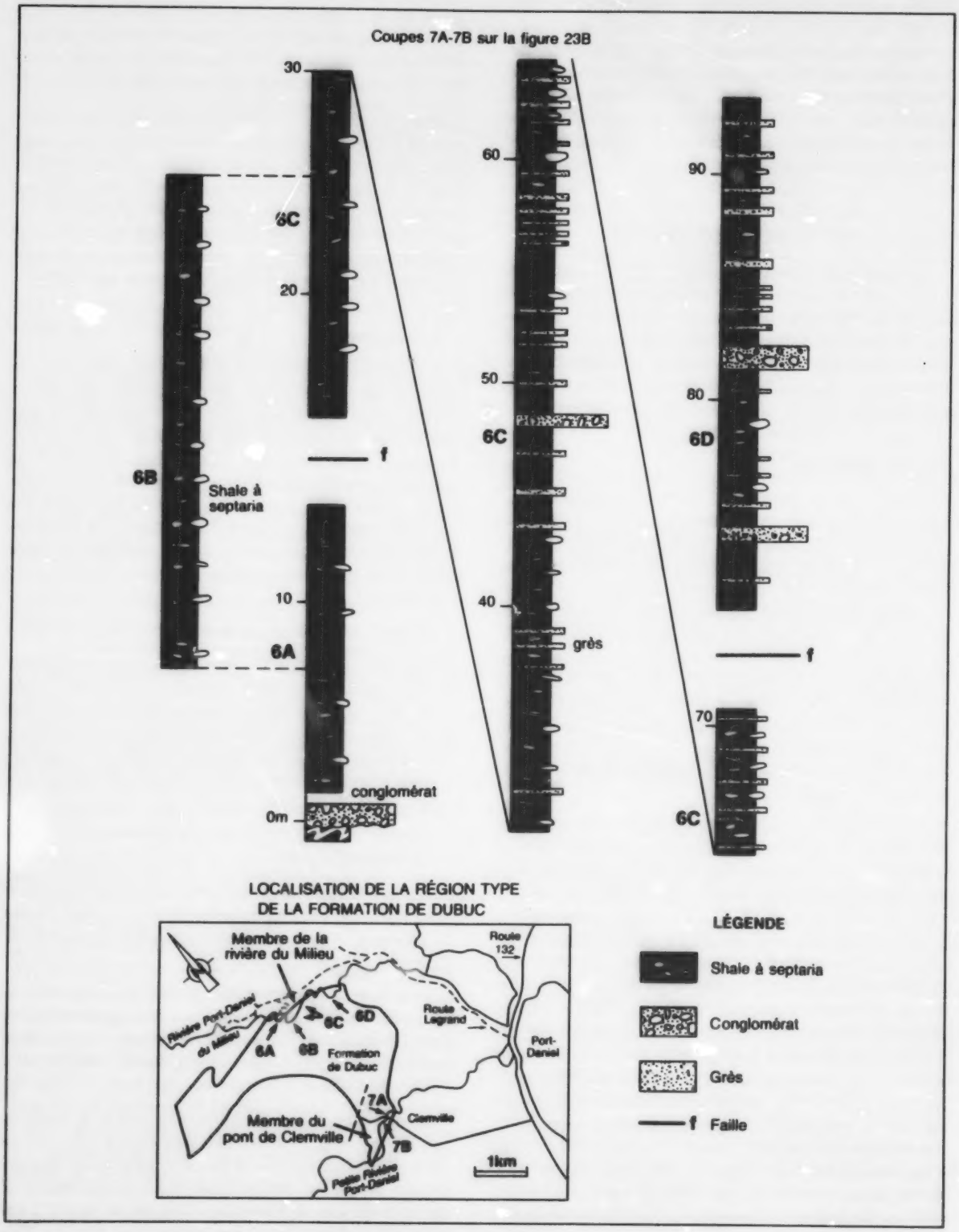


FIGURE 23A – Coupe stratigraphique du Membre de la rivière du Milieu, Formation de Dubuc.

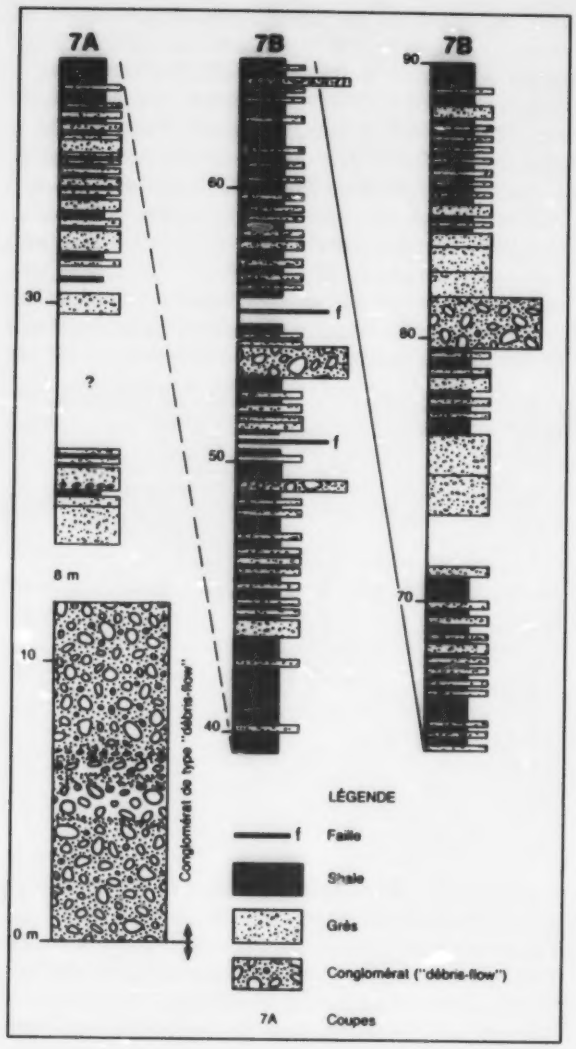


FIGURE 23B – Coupe stratigraphique du Membre du pont de Clemville, Formation de Dubuc. Localisation sur la figure 23A.

Contacts et puissance

La base et le sommet de cette formation sont définis par des discordances.

La Formation de Dubuc (unité 7) repose en discordance angulaire sur le Mélange de la rivière du Milieu (unité 6). Cette discordance affleure (sous l'eau) dans la rivière Port-Daniel du Milieu (loc. 18) et montre des shales verts et noirs déformés, recouverts par un conglomérat d'un mètre d'épais, suivi par une épaisse séquence de shale gris foncé à septaria. Ce contact n'affleure pas dans le ruisseau à Dubuc.

Selon Bourque *et al.* (1980), le sommet de cette formation est marqué par la discordance angulaire des calcaires et des shales de la Formation de Clemville (unité 9a), d'âge Silurien précoce (Groupe de Chaleurs), qui reposent sur les grès et shales micacés, gris foncé, de la Formation de Dubuc.

Une faille inverse acadienne limite la partie ouest de la Formation de Dubuc. Le long du ruisseau du même nom, on peut évaluer la puissance actuelle de cette formation à un minimum de 700 m.

Âge

Jusqu'à présent, le Groupe de Mictaw a toujours été daté par les graptolites de la rivière Port-Daniel du Milieu. La nouvelle stratigraphie montre que ces graptolites ne datent, en réalité, que la base de la Formation de Dubuc. On attribuait au Groupe de Mictaw un âge Ordovicien moyen à supérieur (Ruedeman, 1947) et Ordovicien moyen supérieur (Zone 13 de Berry dans Ayrton, 1967).

Des **graptolites** et des **conodontes** ont été collectionnés pour préciser l'âge de la Formation de Dubuc. Une nouvelle localité à graptolites se situe dans le ruisseau à Dubuc (loc. 19 ; carte hors-texte). L'annexe 11 donne une liste de fossiles identifiés. L'âge donné par les graptolites de la Formation de Dubuc, va de la zone à *G. teretiusculus* à la base de la zone à *N. gracilis*, ce qui indique un âge Llandeilien (De Broucker et Riva, 1985). Cet âge est donc plus ancien que celui attribué par les auteurs précédents. Dans une étude récente sur la microfaune, Achab (en préparation) a comparé les chitinozoaires de la Formation de Dubuc à ceux de la « Formation de la Ville de Québec ».

En ce qui concerne les **conodontes**, un échantillon de grès calcareux prélevé à 150 m en aval du pont de Clemville (localité 8, annexe 14) a fourni 65 spécimens relativement bien préservés. L'âge attribué est probablement Llandeilien, selon Nowlan (1985), ce qui est en accord avec l'âge déterminé par les graptolites.

Description

La Formation de Dubuc comprend, à la base, le Membre de la rivière du Milieu et au sommet le Membre du pont de Clemville.

Le Membre de la rivière du Milieu se compose de shale à septaria (planche 16A-B), avec quelques niveaux gréseux et conglomératiques. La séquence débute par un conglomérat de 1 à 2 m d'épaisseur (coupe 6A ; figure 23A), discordant sur le Mélange de la rivière du Milieu, qui affleure à deux reprises le long de la rivière Port-Daniel du Milieu. Ce conglomérat polygénique contient beaucoup de fragments du mélange sous-jacent. Le conglomérat possède une matrice gréseuse à patine gris-vert foncé. Il a été mentionné par Badgley (1956) comme une unité intraformationnelle au sein du Groupe de Mictaw. Une épaisse séquence de shale gris foncé, micacé, très fissile, surmonte ce niveau conglomératique (planche 16A-B). Le shale contient des concrétions carbonatées appelées septaria (planche 16C). De la calcite prismatique à structure « cone-in-cone » entoure ces concrétions (plan-

che 16B) et forme de petits lits soulignant la stratification. Les septaria s'alignent souvent les unes à la suite des autres dans le plan de stratification (planche 16A). De plus en plus fréquents vers le sommet du membre, quelques niveaux décimétriques de grès quartzeux et micacé gris, parfois microconglomératique à la base, et quelques niveaux conglomératiques comprenant un conglomérat calcaire décimétrique et un conglomérat grossier polygénique de type « debris-flow », s'interstratifient dans cette séquence de shale fissile.

Le Membre du pont de Clemville (figure 23B) se compose d'une séquence rythmique de grès et de shale formant une séquence à turbidites (planche 17A-B), avec quelques intercallations conglomératiques grossières (planche 17C). Les grès quartzeux, micacés, de couleur grise et d'épaisseur décimétrique, sont interstratifiés avec des shales et des siltstones micacés gris foncé (planche 17A). Au sommet des bancs de grès, on observe fréquemment des concrétions ou des petits lits calcaires d'origine diagénétique ; un des niveaux a fourni une faune de conodontes (planche 17B). Les grès contiennent parfois des petits nodules de pyrite. Quelques niveaux conglomératiques polygéniques de 0,5 m à plus de 4 mètres d'épaisseur (« debris-flow ») entaillent cette séquence rythmique de grès et de shale (planche 17C). Un niveau de conglomérat calcaire (30 cm d'épaisseur) affleure aussi dans le ruisseau à Dubuc, au NW (planche 17D).

Pétrographie et minéralogie du Groupe de Mictaw

Dans cette section, nous allons décrire les caractéristiques pétrographiques de chacune des trois formations qui composent le Groupe de Mictaw.

PÉTROGRAPHIE DE LA FORMATION DE NECKWICK

La Formation de Neckwick se compose d'une séquence rythmique de grès et de shale interstratifiés avec quelques horizons de tuf acide et de (micro)conglomérat. Nous pensons que cette formation dérive de l'érosion intense de reliefs internes des Appalaches, formés lors des compressions taconiques. Il est donc important de décrire les grès, les (micro)conglomérats et les tufs du Neckwick, car leur pétrographie devrait nous fournir des renseignements utiles sur la source et son évolution tectonique.

Grès

Nous commencerons l'étude pétrographique de ces grès par une approche d'abord qualitative, puis quantitative, à l'aide des comptages de points.

Données qualitatives

Les grès de la Formation de Neckwick sont de couleur vert foncé grisâtre en cassure fraîche, et brunâtre en patine. Ils varient des grès fins aux grès très grossiers et ils se composent, par ordre décroissant : de quartz, de fragments de roches et de feldspaths, dans une matrice argileuse vert foncé. La fraction grossière montre typiquement des grains de plusieurs couleurs, allant du blanc, rose, orange, vert clair, au brun clair ou foncé et au noir. L'observation à la loupe révèle déjà l'abondance de fragments lithiques, principalement de nature volcanique. Ces grès ne sont pas déformés à l'échelle de l'échantillon. On n'y observe aucun clivage pénétrant. Le degré de métamorphisme étant très bas, aucune déformation ou altération ne viennent masquer les textures originelles. L'information pétrographique est donc excellente.

Les descriptions antérieures parlent de « grauwaké tufacée » (Northrop dans Parks, 1930, p. 90), d'arkose (Alcock, 1935, p. 13) et de « grauwacke volcanique » (Ayrton, 1967, p. 28). Ces auteurs ne donnent qu'une brève description qualitative.

Nous avons étudié 33 lames minces de ces grès, réparties sur toute l'étendue de la formation, et couvrant tout le spectre des grès fins aux grès très grossiers. Nous n'avons observé aucune variation systématique de composition à travers la séquence du Neckwick. Hiscott (1978) est arrivé à la même conclusion pour la Formation de Tourelle qui est un équivalent du Neckwick dans le nord de la Gaspésie. En lame mince, on remarque la texture typique de ce grès : le tri est très pauvre, les fragments et les grains de quartz sont souvent très anguleux, et la proportion de matrice est importante.

Les quartz varient de très anguleux à subarrondis ; ils sont principalement monocristallins à extinction franche, localement corrodés (quartz volcanique) et, plus rarement, polycristallins, à texture en mosaïque et à extinction ondulante (quartz métamorphique). La proportion des feldspaths est très variable. On observe surtout le plagioclase (albite), mais aussi des feldspaths potassiques (microcline, orthoclase et sanidine). La biotite est le principal mica détritique. On observe aussi la muscovite-séricite et la chlorite.

Les fragments lithiques sont très abondants, ils sont de nature volcanique, plutonique, sédimentaire et(ou) métamorphique. Les fragments volcaniques sont très variés en composition et en texture (planche 18A-C). On observe différentes textures : intersertale, microlitique, sphérolitique, porphyrique (la plus abondante) (planche 18A), fluidale (planche 18C), aphanitique, vitroclastique (planche 18D) et vitreuse. La composition des fragments volcaniques est très variée, allant des termes basiques (riches en chlorite, feldspath et oxydes de fer-titane) aux termes acides (quartzo-feldspathiques). Les fragments de roche plutonique sont moins abondants. On trouve surtout des fragments de roche plutonique acide, riches en quartz, feldspath, biotite, muscovite, et aussi des fragments de roche plutonique basique riches en plagioclase, chlorite et oxyde. On rencontre occasionnellement des fragments de serpentine (antigorite ou lizardite), (plan-

che 18B). Les fragments de roche métamorphique sont peu abondants ; ils se composent de schiste à quartz-séricite-chlorite et de schiste à quartz-biotite-chlorite. Les fragments de roches sédimentaires comprennent des grès lithiques, des grès quartzeux, des siltstones, des shales noir et vert, des mudstones siliceux et des cherts. Les fragments de carbonates sont très rares.

Dans le cortège des minéraux accessoires, on trouve l'épidote, le sphène, le zircon, l'apatite, le grenat, le spinelle chromifère (picotite), l'orthopyroxène. La magnétite, la chromite, l'illménite, la pyrite et l'hématite constituent l'essentiel des minéraux opaques. Nous n'avons pas observé de glaucophane.

La matrice de grès lithiques est importante ; elle est constituée par de fins fragments de quartz, de feldspath, de séricite et d'une pâte argileuse composée de chlorite et d'illite (d'après un spectre aux rayons X). Le ciment est peu abondant et se compose essentiellement de calcite bien cristallisée.

Données quantitatives

Pour quantifier la proportion des différents fragments décrits précédemment, nous avons effectué des comptages de points sur 19 lames minces, à l'aide de la platine à avancement automatique « Swift model F » (tableau 2). Dans chaque lame, après plusieurs tests à 200-300-400 points, nous avons choisi de compter 300 points, en utilisant un grossissement de 125x. L'espace entre chaque grain compté était de 1 mm et l'espace entre chaque traverse aussi de 1 mm, permettant ainsi de bien couvrir chaque lame. Les comptages ont été effectués sur deux grès très grossiers, douze grès grossiers, quatre grès moyens et un grès fin. La figure 24 montre qu'il n'y a pas pour ces grès de différence significative de composition pétrographique entre les diverses classes granulométriques.

TABLEAU 2 – Composition pétrographique moyenne de 19 grès fins à très grossiers (0,2 à 1,5 mm) de la Formation de Neckwick (n = 300). Voir annexe 7.

Constituants	Moyenne %	Écart-type
Quartz monocristallin	25,3	4,7
Quartz polycristallin	8,0	3,1
Feldspath	17,1	6,1
Fragments sédimentaires et métamorphiques	9,0	2,4
Fragments volcaniques	19,5	5,1
Micas	3,2	2,3
Minéraux opaques	1,4	2,6
Matrice	15,8	3,1
Ciment (calcite)	0,7	1,9

Deux échantillons (a et b, figure 24) se distinguent pétrographiquement de l'ensemble des grès du Neckwick. Le grès « a » est essentiellement quartzo-feldspathique

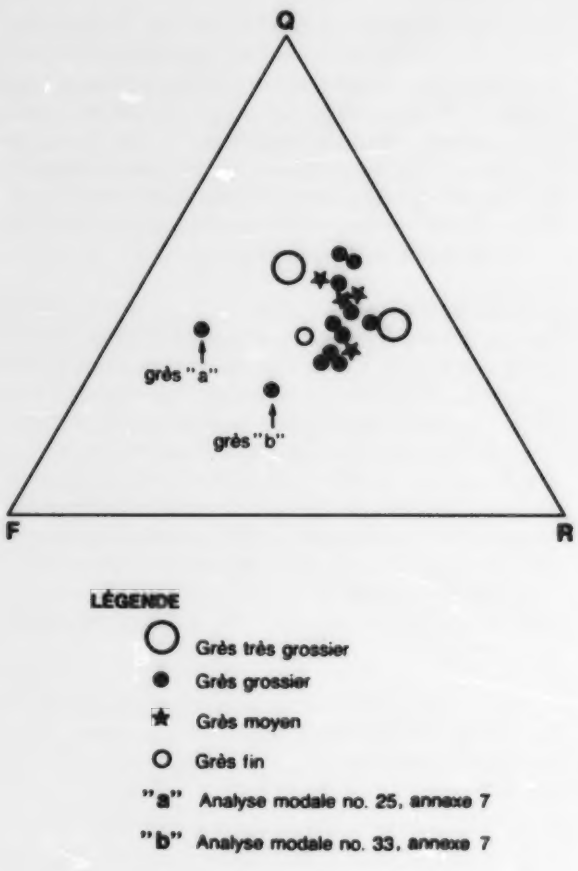


FIGURE 24 – Influence de la granulométrie sur la composition pétrographique des grès de la Formation de Neckwick. Q = quartz, F = feldspath, R = fragments de roches.

(analyse modale no. 25, annexe 7). Il est associé à un niveau de tuf acide quartzo-feldspathique, dont il dérive probablement. Le grès « b » est surtout feldspathique et lithique (analyse modale no. 33, annexe 7). Il contient essentiellement des fragments mafiques et ultramafiques (basalte, serpentine, chromite, picotite) et dérive principalement d'une source ophiolitique.

Pour les comptages de points de l'annexe 7, neuf classes ont été choisies : (Qm, Qp, etc.). Ces classes ont été déterminées par Dickinson (1970), Dickinson & Suczek (1979) et Graham *et al.* (1976). Le chert, assez peu abondant, a été classé avec les fragments de roches sédimentaires (Ls). Comme le chert se confond avec les fragments de roche volcanique felsique (Wolf, 1971), nous avons utilisé deux critères pour classer un fragment comme chert : 1) cristaux de quartz équigranulaires et 2) pas d'inclusion de chlorite, de feldpath ou de calcite.

La matrice (Ma) correspond au matériel intergranulaire inférieur à 30 microns. Le ciment (C) correspond au matériel intergranulaire montrant une nette cristallisation (de calcite le plus souvent). La « pseudomatrice » (Dickinson, 1970) est souvent un problème dans les

comptages de points, essentiellement dans les grès lithiques. Elle correspond à une pâte interstitielle discontinue, formée par la déformation d'un grain détritique peu résistant. Nous avons le plus possible inclus la pseudo-matrice dans le fragment dont elle dérive. Dans le cas des fragments lithiques porphyriques, les phénocristaux et leur matrice ont été comptés comme fragments de roche. Les roches plutoniques acides ont été comptées soit avec le quartz, soit avec le feldspath.

Le tableau 2 donne une moyenne pour la composition pétrographique des grès de la formation de Neckwick. Le quartz varie de 25 à 55%, les fragments de roche de 25 à 45% et les feldspaths de 10 à 30%. Les grès de Neckwick, d'après la classification modifiée de Dott (1964), sont principalement des wackes lithiques (figure 25). Les fragments de roches volcaniques représentent en moyenne 20% de toute la roche, tandis que les fragments de roches sédimentaires et métamorphiques représentent 9%. Les fragments de roches plutoniques varient de 0 à 4% (comptage séparé). Le quartz monocristallin est en moyenne 3 fois plus abondant que le quartz polycristallin.

Nous avons reporté les résultats des analyses modales des grès du Neckwick sur 3 diagrammes (figure 26) en fonction des paramètres suivants définis par Graham *et al.* (1976) :

1) Q.F.L (où Q = Qm + Qp et L = Lv + Ls)
2) Qm.F.Lt (où Lt = L + Qp) et
3) Qp.Lv.Ls

Le diagramme Q.F.L met l'accent sur la maturité compositionnelle du grès, tandis que le diagramme Qm.F.Lt met l'accent sur la provenance. Le diagramme Qp.Lv.Ls donne les proportions des différents grains lithiques (Graham *et al.*, 1976). Dans le diagramme Q.F.L (figure 26A), les grès tombent dans 2 champs : orogène recyclé et arc démembré. Dans le diagramme Qm.F.Lt (figure 26B), les grès tombent dans les champs suivants : orogène recyclé transitionnel, et surtout mixte, et arc démembré à transitionnel. Pour le diagramme Qp.Lv.Ls (figure 26C), la composition des grès indique une provenance d'un arc orogénique. D'après ces diagrammes, il semble donc que les grès du Neckwick ont pour source un arc magmatique ainsi que des sédiments orogéniques recyclés.

Pour effectuer des comparaisons pétrographiques avec les grès du Neckwick, nous avons analysé (annexe 7) cinq échantillons (no. 52 à 56) de grès de la Formation de Tourelle, dans le nord de la Gaspésie, et deux échantillons (no. 50 et 51) en provenance du Groupe d'Honorat qui affleure au nord de notre région. Pétrographiquement, les deux grès du Groupe d'Honorat sont très semblables aux grès du Neckwick et indiquent une même provenance (figure 26). Par contre, les grès du Tourelle sont plus quartzeux et plus riches en fragments sédimentaires indiquant une provenance mixte entre un arc orogénique et une collision orogénique (Hiscott, 1978).

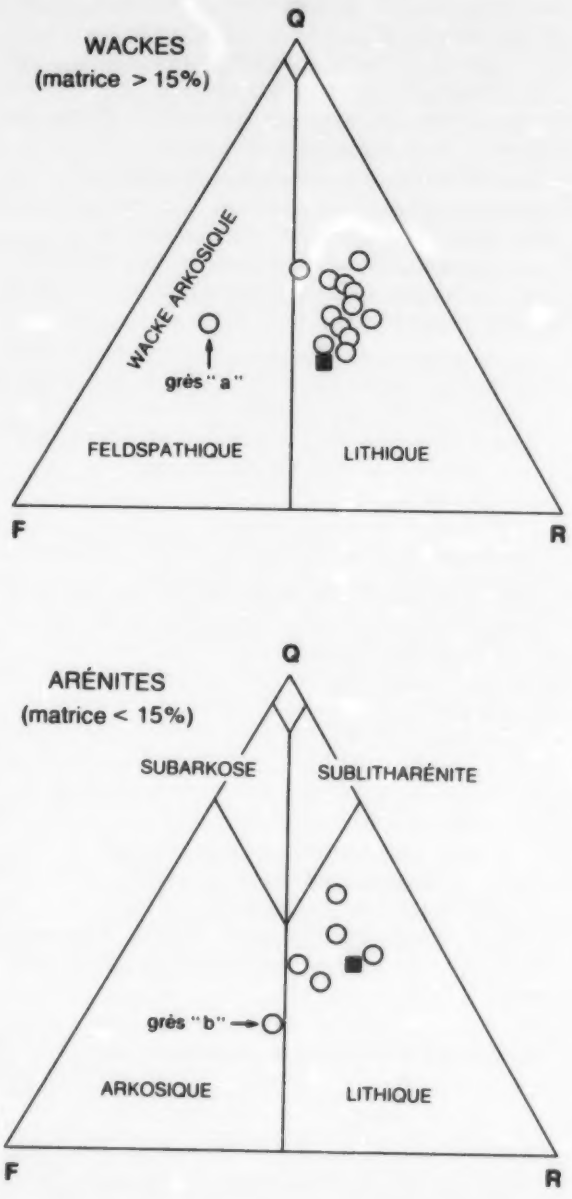


FIGURE 25 – Position des grès de la Formation de Neckwick et du Mélange de la rivière du Milieu (bloc) dans le diagramme Q F R, d'après la classification modifiée de Dott (1964). Q = quartz, F = feldspath, R = fragments de roches. Cercle : grès du Neckwick ; carré : grès du Mélange de la rivière du Milieu.

Certains grès du Neckwick sont très riches en fragments plutoniques et volcaniques mafiques et ultramafiques (grès « b », figures 24 et 25). On y observe beaucoup de picotite et de fragments de serpentinite. Ces grès contiennent jusqu'à 12% de minéraux opaques, ce qui leur confère une forte susceptibilité magnétique. Ils renferment les minéraux opaques suivants : magnétite, illmé-

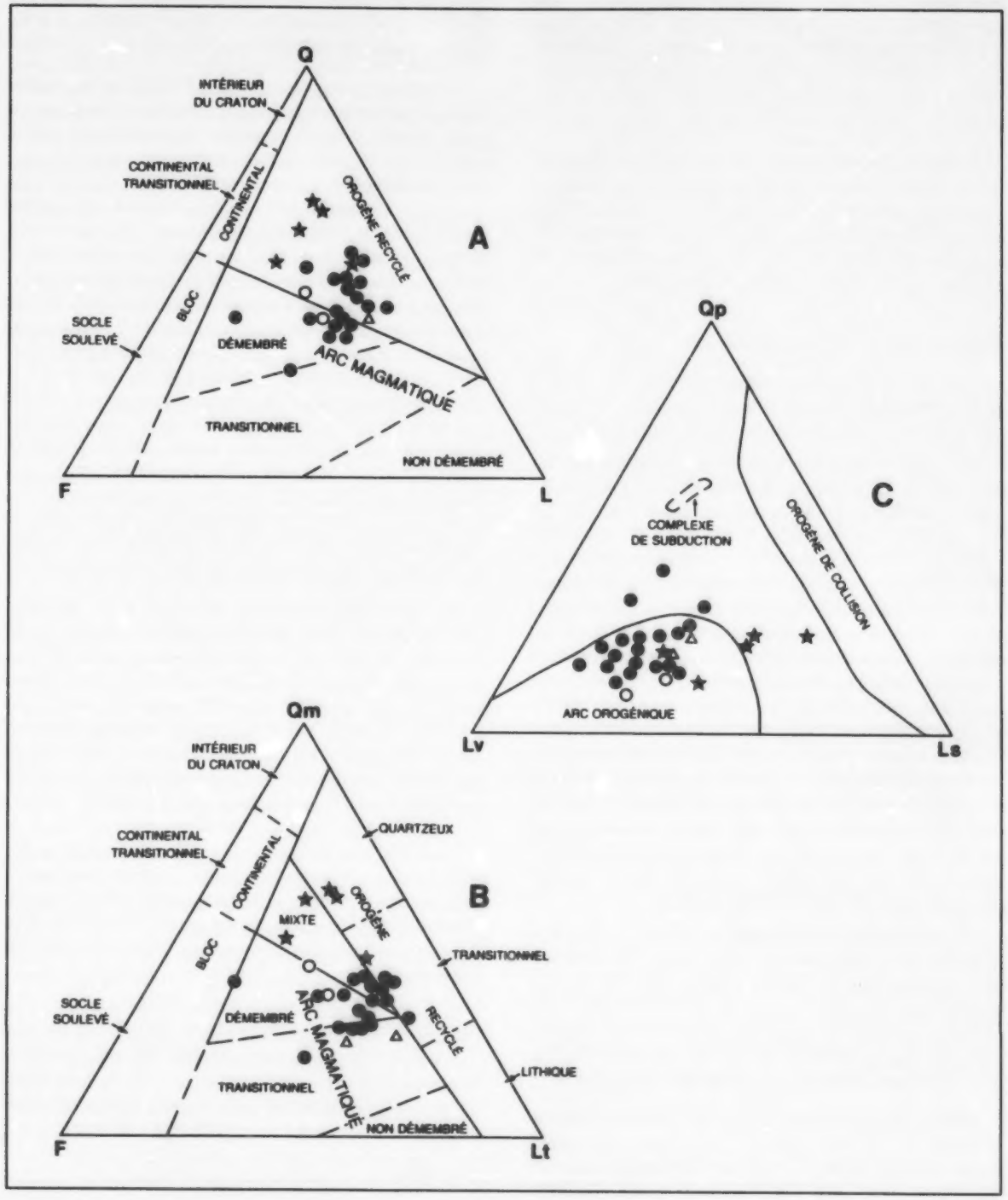


FIGURE 26 – Provenance des grès de la Formation de Neckwick (cercle plein) et du Mélange de la rivière du Milieu (triangle vide) en comparaison avec la provenance des grès du Groupe d'Honorat (cercle vide) et de la Formation de Tourelle (étoile). D'après Dickinson et Suczek (1979) et Dickinson *et al.* (1983).

nite, chromite et pyrite limonitisée. Cinq grains de chromite ont été analysées à la microsonde de l'Université Laval ; leur composition moyenne est la suivante : (Fe^{2+} 0,497 – Mn 0,003 – Mg 0,500) (Cr 0,66 – Fe^{3+} 0,02 – Al 0,32) 2 O_4. Elle est très proche des analyses de chromites provenant des grès de Tourelle (Hiscott, 1978).

Reportées dans les diagrammes de variation montrant les champs des chromites, des cumulats et des tectonites dans les Appalaches du Québec (Hébert, 1985), les cinq grains de chromite des grès du Neckwick semblent indiquer une provenance à partir des péridotites tectoniques et aussi à partir des cumulats ultramafiques.

Conglomérats et microconglomérats

Les fractions conglomératiques (diamètre > 10mm) et microconglomératiques (diamètre de 2 à 10mm) sont peu fréquentes dans la Formation de Neckwick.

Un niveau conglomératique d'environ 50 cm d'épaisseur affleure dans le ruisseau de la Grande Fourche, au confluent avec un ruisseau orienté NNW (loc. 21). Les fragments varient en dimension de 1 à 10 cm. La matrice qui supporte les fragments est une wacke lithique vert foncé grisâtre, picotée de rose (fraction gréseuse typique de la Formation de Neckwick). Parmi les fragments de roches abondants, on note des galets mous de shale vert et noir et de siltstone verdâtre, des grès verdâtres et des fragments de roche volcanique acide, de couleur orangée, à texture aphanitique, porphyrique ou fluidale. Parmi les fragments moins abondants, on note les lithologies suivantes : roche volcanique aphanitique verdâtre, roche ignée verdâtre, serpentinite (fragment anguleux de 1 cm de diamètre, chrysotile ?) et chert vert. Trois fragments de roche volcanique acide orangée ont été extraits de ce conglomérat pour fins d'analyses chimiques (annexe 5) afin de caractériser la source volcanique. Ces analyses seront traitées ultérieurement.

Un autre niveau conglomératique affleure au sein de la séquence de grès et de shale de la Formation de Neckwick, le long de la rivière Port-Daniel (loc. 22). Il comprend deux horizons, l'un de 50 cm et l'autre de 1,5 m d'épaisseur, avec une matrice de wacke lithique supportant des fragments de 2 à 10 cm, essentiellement de nature métamorphique (gneiss granitique blanc-rose).

Enfin, nous avons observé dans une séquence de grès et de shale du Neckwick (coupe no. 3, figure 21A), quelques fragments isolés de 3 à 10 cm de diamètre, de roche granitique blanc-rose. Ces fragments isolés « flottent » dans le shale vert et dans le grès lithique. Ils ressemblent aux blocs de roches granitiques qui affleurent dans le Mélange de la rivière Port-Daniel sous-jacent.

La Formation de Neckwick renferme aussi plusieurs niveaux de microconglomérats de moins de 1 m d'épaisseur, souvent granoclassés, passant progressivement à des grès. Les grès de la Formation de Neckwick sont riches en fragments lithiques, surtout volcaniques (figure 26C). Cela se vérifie également pour les microconglomérats de la même formation qui se composent en grande partie de fragments volcaniques.

Une étude pétrographique détaillée des microconglomérats s'est avérée très utile pour définir le type d'activité volcanique dans la région source. Ainsi, nous avons compté les fragments lithiques des microconglomérats sur 9 grandes lames minces, taillées dans 5 échantillons différents. L'accent a été mis principalement sur les différents types de fragments volcaniques. Au total, 1372 fragments lithiques ont été comptés. Les microconglomérats contiennent plus de 75% de fragments lithiques, le quartz et le feldspath n'excédant pas 10 à 20%. Parmi tous les fragments lithiques, les fragments volcaniques sont très abondants et constituent en moyenne 70% (planche 18A), les fragments plutoniques 10%, les fragments métamorphiques 4% et les fragments sédimentaires 16%. Parmi les fragments de roches plutoniques, on trouve des roches plutoniques acides (89%), des roches plutoniques basiques (8%) et des serpentinites (3%) ; les fragments de roches sédimentaires se composent de grès et de siltstones (61%), de shale (21%), de chert (10%) et de calcaire (8%). Les fragments de roches métamorphiques sont principalement des schiste à quartz et micas.

Les fragments volcaniques ont été classés en fonction de leur texture et de leur composition minéralogique. D'après les comptages, nous obtenons environ 15% de roche basique (spilite), 40% de roche intermédiaire (propylite) et 45% de roche acide. Ces pourcentages sont indicatifs ; ils font ressortir l'abondance des fragments intermédiaires et acides. Le faible pourcentage de fragments basiques pourrait s'expliquer en partie par l'altération plus facile des fragments mafiques, comparativement aux fragments siliceux. Néanmoins, vu le caractère très immature des grès et des microconglomérats et la fraîcheur texturale de tous les fragments basiques et acides, nous pensons que la source possédait vraisemblablement une proportion beaucoup plus faible de roches volcaniques basiques que de roches volcaniques intermédiaires et acides.

L'étude des microconglomérats de la Formation de Neckwick révèle l'abondance de fragments volcaniques très variés. Les termes intermédiaires et acides dominent cet assemblage. Nous verrons que ce point est fondamental pour reconstituer l'environnement de dépôt de la Formation de Neckwick.

Tuf acide

Au cours de la cartographie, nous avons trouvé 12 affleurements de tuf acide (planche 13D) au sein de la Formation de Neckwick (carte hors-texte), correspondant probablement à une dizaine de niveaux distincts.

La dureté et la couleur claire de cette roche tranchent fortement avec celles des grès et des shales vert foncé de cette formation. Nous avons étudié 13 lames minces, notamment pour vérifier l'existence de texture vitroclasti-

que (échardes de verre) invisible à la loupe (planche 18D). Les échantillons de tuf sont très durs et massifs, de grain fin à moyen, à cassure souvent esquilleuse et conchoïdale, de couleur gris jaunâtre à brun verdâtre en cassure, avec une patine brune. Ils sont traversés localement par des veinules noires riches en oxyde de manganèse. En lame mince, certains tufs montrent de très belles textures vitroclastiques (planche 18D) qui constituent la trame principale de la roche. Dans d'autres tufs, cette texture est moins visible. On y trouve des cristaux de quartz (surtout monocristallin et corrodé), de feldspath (albite, microcline) et de biotite, dans une matrice quartzofeldspathique claire, composée d'échardes de verre, avec un peu de séricite et de chlorite. On y trouve aussi, en faible quantité, les minéraux suivants : minéraux des argiles, calcite, hématite, limonite, apatite, sphène et zircon, ainsi que quelques fragments de roches volcaniques et métamorphiques. Nous examinerons plus loin la géochimie de ces tufs.

Conclusions pétrographiques

Les grès de la Formation de Neckwick présentent une immaturité texturale et minéralogique. L'immaturité texturale est soulignée par le tri qui est très pauvre, par les quartz très anguleux à subarrondis, et par le pourcentage important de matrice. L'immaturité minéralogique est soulignée par l'abondance de fragments lithiques et de felspaths. Les fragments lithiques sont surtout volcaniques, mais aussi sédimentaires et plus rarement plutoniques et métamorphiques. Des fragments de roches ophiolitiques sont présents. Les grès de la Formation de Neckwick proviennent d'un arc magmatique et de sédiments orogéniques recyclés (figure 26).

Les conglomérats de la Formation de Neckwick contiennent des fragments volcaniques et sédimentaires, ou granitiques. Les microconglomérats sont très lithiques et se composent en grande majorité de fragments volcaniques (15% basique, 40% intermédiaire et 45% acide). On y trouve également des fragments sédimentaires et plus rarement des fragments plutoniques et métamorphiques. Les tufs de la Formation de Neckwick sont acides. Il est raisonnable de penser qu'ils sont associés au volcanisme essentiellement intermédiaire et acide, caractéristique de la région source des grès du Neckwick.

PÉTROGRAPHIE DU MÉLANGE DE LA RIVIÈRE DU MILIEU

Le Mélange de la rivière du Milieu est une unité sédimentaire chaotique, constituée de blocs de grès et de roche calcaro-dolomitique dans une matrice de mudshale rubané vert et noir. Pour préciser la pétrographie de ces blocs, 12 lames minces ont été analysées : 2 dans les grès, 7 dans les faciès calcaro-dolomitiques et 3 dans la matrice de mudshale.

La matrice de ce mélange est un mudshale rubané, vert clair et noir mat ; l'alternance des lits est centimétrique. Le plus fréquemment, le mudshale a l'allure d'une « schistouille » très friable avec un clivage phacoïdal (en écaille de poisson) très caractéristique. Le mudshale est parfois dolomitique et souvent bitumineux. La matrice très pyriteuse témoigne d'un milieu de dépôt anoxique. On trouve dans cette matrice des nodules de pyrite variant en dimension de 1 à 15 cm de diamètre, de couleur brun rouille et présentant des habitus d'aggrégats bien cristallisés à globulaires (planche 15D). Dans la matrice de mudshale vert et noir, nous avons trouvé localement un bloc résistant de 15 m de long et de 0,7 m d'épaisseur, de mudstone gris clair laminé, non calcaro-dolomitique.

Les blocs calcareux et dolomitiques sont de taille décimétrique à décamétrique ; leur couleur varie en patine de gris brunâtre à brun orangé et en cassure, de gris clair à gris foncé. Ils sont constitués de particules de silt et de sable fin à grossier, finement granoclassés, avec une forte proportion de carbonates. Ce sont des calcisiltites silteuses et gréseuses. Elles contiennent parfois des fragments d'oolites, tout comme les roches équivalentes de la Formation de Dalibaire dans la Gaspésie du nord. On rencontre aussi des dolomies silteuses à lamines entrecroisées ou parallèles et des calcaires silteux brun chocolat à noir, très bitumineux. Nous avons observé localement un bloc métrique de calcaire nodulaire (planche 15B).

Les blocs de grès sont de taille métrique à décamétrique, de couleur gris-vert foncé et sont à grain moyen à grossier. Ils se présentent soit en bloc homogène (planche 14B), soit en mélange stratifié de grès et de shale (planche 15C). Deux comptages de points ont été effectués sur ces grès (annexe 7). Les fragments de roches constituent 35% de la roche (20% volcanique, 15% sédimentaire et métamorphique) ; le quartz, essentiellement monocristallin, compte pour 28% et les feldspaths 18% (tableau 3).

TABLEAU 3 – Composition pétrographique moyenne de 2 blocs de grès grossiers du Mélange de la rivière du Milieu (n = 300). Voir annexe 13.

Constituants	Moyenne %	Écart-type
Quartz monocristallin	19	1,6
Quartz polycristallin	9	2
Feldspath	18	4
Fragments sédimentaires et métamorphiques	15	2
Fragments volcaniques	20	0,5
Micas	3	0
Minéraux opaques	1	0
Matrice	14	2
Ciment	1	1

La composition des grès tombe dans le champ des wackes et des arénites lithiques (figure 25), ce qui est très semblable à l'ensemble des grès de la Formation de Neckwick. En reportant la composition des grès dans les diagrammes Q.F.L, Qm.F.Lt, Qp.Lv.Ls, celle-ci indique

clairement une provenance d'arc magmatique démembré à transitionnel (figure 26).

PÉTROGRAPHIE DE LA FORMATION DE DUBUC

La Formation de Dubuc est la plus jeune du Groupe de Mictaw. Elle surmonte en discordance le Mélange de la rivière du Milieu. Elle comprend essentiellement des shales à septaria, des grès et des conglomérats. Si les grès de la Formation de Neckwick et du Mélange de la rivière du Milieu sont très semblables, ceux de la Formation de Dubuc n'ont aucune affinité avec les précédents. Il est donc important de décrire la pétrographie des roches de cette formation pour mieux caractériser la source qui semble être significativement différente de celle des deux premières formations. Nous allons étudier successivement les shales à septaria, les grès et les conglomérats de cette formation.

Shales à septaria

La partie inférieure de la Formation de Dubuc (Membre de la rivière du Milieu) est une séquence formée essentiellement de shale gris, friable, à graptolites, contenant de nombreuses concrétions carbonatées appelées « septaria ». Les shales à septaria affleurent le long de la rivière Port-Daniel du Milieu, sur une coupe naturelle qui totalise une épaisseur d'environ 100 m (figure 23A, coupe 6 ; planche 16A). Les septaria (planche 16C) sont des concrétions carbonatées diagénétiques traversées par des veines de calcite qui divisent la concrétion en cloisons (septums) et qui s'élargissent vers l'intérieur de la concrétion. Ces concrétions sont typiques de l'Oligocène d'Allemagne du nord qui se nomme « Septarienton » et des Argiles de Boom (Rupélien) dans le nord de la Belgique (Vandenberghe, 1975). Les septaria de la Formation du ruisseau à Dubuc ont une taille qui varie de quelques centimètres à 70 cm. Elles sont de couleur brun-beige, le plus souvent de forme applatie et, localement sphérique. Elles se présentent d'une manière éparse dans le shale ou s'alignent suivant le plan de stratification des shales (planche 16A). Les fentes de retrait donnent un aspect de « carapace de tortue » très caractéristique à la surface de ces concrétions (planche 16C). Les fentes sont remplies par de la calcite brune, de la calcite blanche et parfois par de la pyrite. La calcite présente alors divers habitus ; elle peut être grossièrement gristallisée, finement cristallisée et prismatique. Sur plusieurs échantillons, on peut voir la stratification traverser le septaria. Ce fait prouve que le développement des concrétions se fait postérieurement au dépôt du shale, pendant la diagénèse.

Entourant parfois les septaria, il y a des enveloppes de calcite prismatique brune (planche 16B) à structure « cone-in-cone » (planche 16D) de 0,5 à 6 cm d'épaisseur. Cette calcite prismatique à structure « cone-in-cone » se présente aussi en petits lits d'environ un centimètre d'épaisseur, qui soulignent la stratification au sein du shale friable. La structure « cone-in-cone » est, elle aussi, d'origine diagénétique (Franks, 1969 ; Bonte, 1980). Fréquemment, on trouve du shale incorporé à cette structure et aussi entre les septaria et la gangue de calcite « cone-in-cone », démontrant ainsi la présence du shale lors de la formation de la calcite prismatique. On remarque parfois que la calcite prismatique entourant un septaria donné se prolonge suivant la stratification en un lit de calcite « cone-in-cone ». Ces lits présentent une structure symétrique : deux petits niveaux de calcite prismatique séparés par un mince film de shale. En lame mince, nous avons observé la structure « cone-in-cone » (planche 16D). Les apex des cônes sont dirigés vers le centre de la septaria. On observe de la calcite fibreuse et un mince film de matériel argileux soulignant les cônes.

La présence des septaria et des calcaires à structure « cone-in-cone » dans des shales est fréquemment rapportée dans la littérature (Gill *et al.*, 1972 ; Franks, 1969 ; Pettijohn, 1957 ; Weeks, 1953 ; Raiswell, 1971 ; Vanderberghe, 1975 ; Boles *et al.* 1985) (cf. annexe 15). Plusieurs auteurs ont tenté d'expliquer le processus de formation des « cone-in-cone » (Franks, 1969 ; Bonte, 1980). Bonte (1980) a fourni une explication qui nous semble la plus intéressante : *« La structure »cone-in-cone« résulte d'une transformation très précoce du carbonate originel en calcite fibreuse. Piégée par les interlits argileux, l'aragonite ou la calcite hautement magnésienne est disoute sous l'action de la matière organique, puis recristallisée en calcite fibreuse faiblement magnésienne. L'augmentation de volume qui en découle fournit le moteur de l'expulsion des cônes ».*

L'origine des septaria est souvent controversée. Beaucoup d'auteurs s'accordent pour penser que ces concrétions se forment avant une forte compaction (Kennedy, 1977 ; Raiswell, 1971 ; Weeks, 1953). Raiswell (op.cit) a invoqué une porosité de 40 à 70%. Selon cet auteur, la matière organique est nécessaire et, souvent, les niveaux plus silteux favorisent la croissance des concrétions. Ceci explique leur disposition dans le plan de stratification. La forme d'une septaria dépend de la perméabilité du sédiment. Un silt perméable donnera une forme plutôt arrondie, tandis qu'une argile peu perméable donnera une forme applatie (Raiswell, 1971). L'explication la plus fréquente pour la création du réseau de fractures polygonales est la dessication causée par la cristallisation d'un colloïde au centre de la concrétion, accompagnée de l'expulsion de l'eau. La calcite se dépose ultérieurement dans les fractures (Richardson, 1919).

Grès

Nous commencerons l'étude pétrographique de ces grès par une approche d'abord qualitative, puis quantitative avec des comptages de points.

Données qualitatives

Les grès de la Formation de Dubuc sont de couleur gris moyen en cassure fraîche et gris brunâtre en patine.

Ils varient des grès fins aux grès très grossiers, voire conglomératiques et, par ordre décroissant, se composent de quartz, de fragments de roche et de feldspath (planche 19A). Ils sont finement micacés. La matrice est peu abondante. La fraction grossière montre typiquement des gros quartz et des fragments métamorphiques quartzeux (planche 19A-B-C). Tout comme les grès du Neckwick, ces grès ne sont pas déformés à l'échelle de l'échantillon et l'information pétrographique est excellente.

Les descriptions pétrographiques antérieures ne font pas mention de ces grès. Nous avons étudié 13 lames minces des grès fins aux grès conglomératiques. En lame mince, le tri est bon dans les grès moyens et pauvre dans les grès plus grossiers. Les quartz sont subanguleux à subarrondis et la proportion de matrice est faible. On note la présence d'un ciment de carbonate.

Le quartz est le constituant principal. Il est essentiellement polycristallin, à texture en mosaïque, indiquant une origine métamorphique (planche 19B). Les feldspaths sont assez peu abondants ; on note l'albite, le microcline et l'orthoclase. Les micas détritiques sont nombreux ; ils sont libérés dans les grès fins et rentrent dans les fragments métamorphiques, dans les fractions plus grossières. On y trouve la biotite, la muscovite-séricite et la chlorite. Les fragments sédimentaires sont rares et comprennent des roches carbonatées (calcaire gréseux, fragments de brachiopode, de bryozoaire, de crinoïde, oolite et microfossile) et aussi des wackes quartzo-feldspathiques et des quartzites. Les fragments volcaniques sont également rares et constitués de roches volcaniques basiques, à texture microlitique intersertale. Par contre, les fragments métamorphiques sont très abondants et formés essentiellement de schistes à quartz-feldspathbiotite-muscovite-séricite (planche 19C), et de schistes à biotite-grenat-sillimanite (planche 19D). Dans le cortège des minéraux accessoires, on note le grenat, le sphène, le zircon, l'apatite et des minéraux opaques.

Données quantitatives

Nous avons effectué des comptages de points sur 11 lames minces, avec la méthode décrite pour les grès du Neckwick. Ces comptages comprenaient 3 grès moyens, 2 grès grossiers, et 6 grès très grossiers ; les résultats de ces comptages figurent à l'annexe 7. Nous avons noté une différence significative entre les grès moyens et les grès grossiers à très grossiers, pour les fractions mica (M) et fragments métamorphiques (Ls). Les grès moyens (no. 39-40-41 ; annexe 7) sont plus riches en micas et moins riches en fragments métamorphiques (désagrégés à cette granulométrie) que les grès plus grossiers. La composition moyenne des grès grossiers et très grossiers (les 3 grès moyens étant exclus pour leurs différences significatives) nous montre que les quartz (43%) et les fragments métamorphiques (36%) sont les deux constitutants majeurs de ce grès (tableau 4).

TABLEAU 4 – Composition pétrographique moyenne de huit grès grossiers à très grossiers de la Formation de Dubuc (n = 300). Voir annexe 13.

Constituants	Moyenne %	Écart-type
Quartz monocristallin	11,0	3,3
Quartz polycristallin	31,6	2,4
Feldspath	7,6	3,0
Fragments sédimentaires	1,1	1,4
Fragments métamorphiques	35,9	3,9
Fragments volcaniques	1,5	1,9
Micas	2,0	1,3
Minéraux opaques	0,3	0,4
Matrice	4,8	4,9
Ciment (calcite)	4,2	3,0

D'après la classification modifiée de Dott (1964), les grès du Dubuc sont des arénites lithiques (figure 27). Les diagrammes des figures 26 et 28 montrent que la provenance des grès du Dubuc diffère passablement de celle des grès du Neckwick. Dans le diagramme Q.F.L (figure 28A), les grès indiquent une provenance à partir d'un orogène recyclé. Dans le diagramme Qm.F.Lt (figure 28B), les grès dérivent d'un orogène recyclé lithique. Enfin, dans le diagramme Qp.Lv.Ls (figure 28C), les grès dérivent d'un orogène de collision.

Nous avons mentionné la présence de grenat dans les minéraux accessoires. Ce minéral, très commun dans les grès de cette formation, se retrouve localement au sein de fragments de schiste métamorphique. Nous avons extrait ces grenats par broyage et passage aux liqueurs lourdes pour déterminer le type exact de variété présente. Les grenats sont pâles à roses. La composition est un mélange d'almandin (80%), de pyrope (10%) et de grossulaire (10%) avec n = 1,809 (n = indice de réfraction) et a = 11,54Å (a = dimension de la maille), (Winchell, 1958). Le grenat alumineux almandin est typique des roches sédimentaires métamorphiques et il indiquerait donc une séquence de métasédiment dans la région source.

Conglomérats

Plusieurs niveaux de conglomérats polygéniques sont présents au sein de la Formation de Dubuc. Ils sont associés aux shales à septaria, dans la partie inférieure de cette formation, et aux grès quartzeux micacés avec interlits de shale, dans la partie supérieure. Un niveau de conglomérat calcaire affleure dans le ruisseau à Dubuc (loc. 25).

À la base de la formation, se trouve un conglomérat de 1 à 2 mètres d'épaisseur qui repose en discordance angulaire sur le Mélange de la rivière du Milieu, le long de la rivière Port-Daniel du Milieu (loc. 23, affleurement sous l'eau ; et loc. 24). Alcock (1935, p. 13) et Badgley (1956, p. 6) ont donné une description sommaire de ce conglomérat. C'est un conglomérat polygénique à matrice gréseuse gris-vert foncé. La matrice supporte les fragments

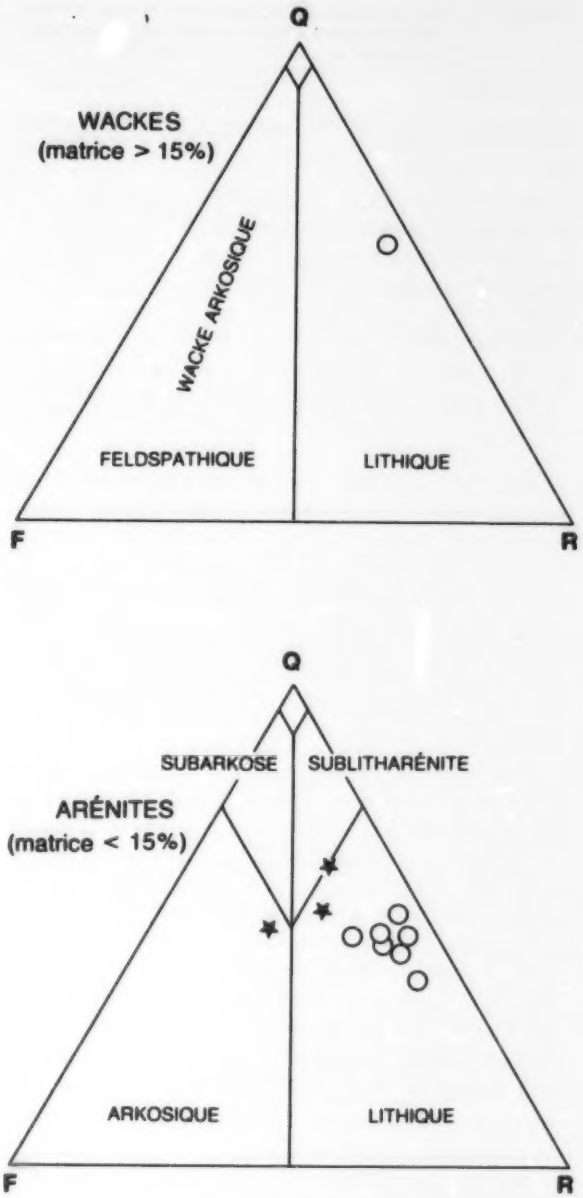


FIGURE 27 – Position des grès de la Formation de Dubuc dans le diagramme Q F R, d'après la classification modifiée de Dott (1964). Q = quartz, F = feldspath, R = fragments de roche. Cercle : grès grossier à très grossier ; étoile : grès moyen à fin.

dont la taille varie de 0,5 à 10 cm avec une moyenne de 3 cm ; ceux-ci sont de couleur verte, noire et gris brunâtre, et sont souvent bien arrondis. On observe des fragments sédimentaires, volcaniques, et parfois métamorphiques. Environ 15% de tous les fragments sont des plaquettes de shale. Beaucoup de fragments sédimentaires sont identiques à ceux qui composent le mélange sous-jacent. On trouve les lithologies suivantes : calcaire brun, mudshale vert et noir, nodules de pyrite, dolomie, siltstone calcareux gris foncé, chert vert, chert hématitique rouge, wacke volcanique verdâtre (semblable au grès du Neckwick). Les fragments volcaniques sont basiques, à texture microlitique intersertale. Deux de ces fragments ont été analysés pour leur composition chimique (figure 20 et annexe 3). Les fragments métamorphiques sont rares dans ce conglomérat de base, sauf quelques métagrès mylonitisés quartzo-feldspathiques.

Un autre niveau conglomératique particulièrement intéressant est situé dans la partie supérieure de la formation et affleure à 150 m en aval du pont de Clemville, le long de la Petite rivière Port-Daniel (loc. 26). L'épaisseur du conglomérat est d'environ 10 à 12 mètres, incluant quelques niveaux de grès. La matrice verdâtre et gréseuse supporte les fragments dont la dimension varie de 0,5 à 70 cm. Les fragments sont d'origine sédimentaire et métamorphique, contrairement au conglomérat, à la base, qui comptait des fragments sédimentaires et volcaniques. Les fragments sédimentaires que nous avons identifiés sont : du microconglomérat resédimenté de la même formation, du grès vert foncé ressemblant aux grès du Neckwick, du siltstone calcaro-dolomitique brun orangé à fines lamines obliques (60 cm de long), et du siltstone calcareux gris clair (70 cm) dérivant probablement du mélange sous-jacent, des septaria calcaires de 15 cm de diamètre resédimentés de la même formation, du mudshale vert et noir observé par Parks (1930, p. 86), des nodules de pyrite dérivant du mélange sous-jacent, et du chert vert bleuté. Parmi les fragments métamorphiques, on note des fragments faiblement métamorphisés comme : du métagrès quartzeux folié gris-vert foncé, à quartz bleu (ces fragments à quartz bleu sont très fréquents dans les conglomérats de cette formation et ils ressemblent au métagrès à quartz bleu bréchique du Mélange ophiolitique de Nadeau) ; du quartz blanc laiteux ; du métagrès avec quelques feldspaths rose (du Maquereau ?) ; et des fragments plus métamorphiques de schistes micacés et de mylonite quartzeuse.

À environ 30 m en amont du pont de Clemville, affleure aussi un niveau conglomératique grossier, contenant essentiellement des fragments métamorphiques : schiste à quartz-feldspath-biotite-muscovite, schiste à quartz-biotite-sillimanite-muscovite et schiste à quartz-biotite-sillimanite-grenat almandin (planche 19D). Les fragments de ce conglomérat soulignent l'érosion d'un terrain hautement métamorphique dans la région source, renfermant essentiellement des métasédiments.

Conclusions pétrographiques

Les grès de la Formation de Dubuc sont composés en grande partie de quartz métamorphique (polycristallin) et de schistes métamorphiques. Ils sont riches en micas et localement en grenat almandin. Ils contiennent aussi un peu de fragments d'origine sédimentaire et de fragments de roches volcaniques basiques. D'après les diagrammes de Dickinson (figure 28), ces grès proviendraient d'un terrain essentiellement métamorphique, érodé au cours d'une collision orogénique (orogène recyclé, lithique).

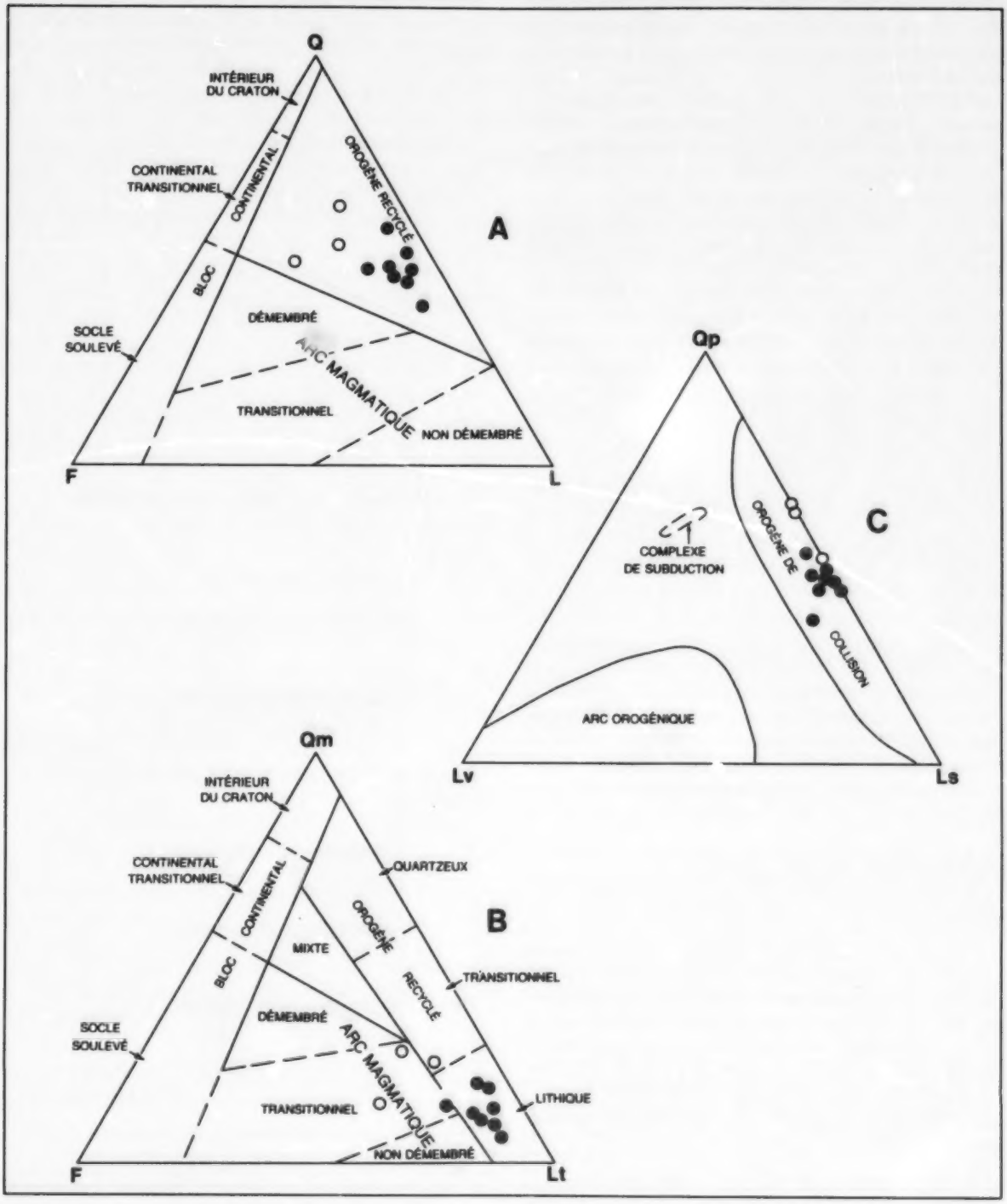


FIGURE 28 – Provenance des grès de la Formation de Dubuc. D'après Dickinson et Suzeck (1979) et Dickinson *et al.* (1983). Cercle plein : grès grossier à très grossier ; cercle vide : grès moyen à fin.

Les conglomérats « debris flow » de la Formation de Dubuc contiennent des fragments sédimentaires dérivant de la Formation de Dubuc (fragments resédimentés) et des formations sous-jacentes (Mélange de la rivière du Milieu principalement), des fragments métamorphiques atteignant les paragénèses à biotite-grenat-sillimanite, et des fragments volcaniques basiques, riches en nickel et chrome (figure 20) ne dérivant donc pas du Groupe de Maquereau adjacent. Clairement, ces conglomérats indiquent une source essentiellement métamorphique et sédimentaire. Schuchert & Dart (1926, p. 44) et Northrop (1939, p. 26) ont attribué les blocs de ces conglomérats au Groupe de Maquereau. Badgley (1956, p. 7) a écrit : « *Les types variés de conglomérats supposent, pour ces roches, et une source locale [des roches de Mictaw plus anciennes] et une source moins locale [des roches du type Macquereau]* ». En accord avec Badgley, nous pensons que les formations du Mictaw, plus anciennes, ont fourni aux conglomérats des fragments essentiellement d'origine sédimentaire. Par contre, le Groupe de Maquereau ne peut être la source des fragments métamorphiques dans les conglomérats et les grès du Dubuc. Tout comme pour la Formation de Neckwick, le Maquereau est une source négligeable pour la Formation de Dubuc.

Géochimie du groupe de Mictaw

Nous aborderons d'abord la géochimie des tufs de la Formation de Neckwick et des grès et fragments conglomératiques des trois formations du Mictaw, puis nous examinerons la géochimie et la pétrographie des filons-couches de diabase localisés dans la partie est du Groupe de Mictaw.

TUFS ACIDES ET FRAGMENTS DE VOLCANITES ACIDES DE CONGLOMÉRATS DE LA FORMATION DE NECKWICK

Six niveaux de tuf acide ont été prélevés pour l'analyse chimique (annexe 5). Ces tufs sont aphanitiques et possèdent une texture vitroclastique plus ou moins bien développée. Ils sont donc essentiellement dérivés de projections volcaniques et leur composition chimique reflète la composition du matériel émis. Les six analyses chimiques de ces tufs sont proches les unes des autres et n'indiquent pas de contamination par les sédiments environnants.

La teneur en silice des tufs est très élevée et varie de 70 à 80%. Cette variation correspond à une évolution chimique qui suit la séquence stratigraphique. Autrement dit, les tufs proches de la base de la Formation de Neckwick sont légèrement moins acides que ceux situés au sommet (figure 29). On note une légère récurrence pour les deux niveaux supérieurs (5 et 6). Les analyses chimiques indiquent une perte en CaO due à l'albitisation, omniprésente dans les sédiments environnants. Ces tufs sont riches en K_2O (2 à 4,7%). La figure 30 montre l'évolution chimique de ces tufs. La teneur en silice étant très élevée, ces tufs représentent les termes finaux de la différenciation magmatique. Tous les éléments décroissent

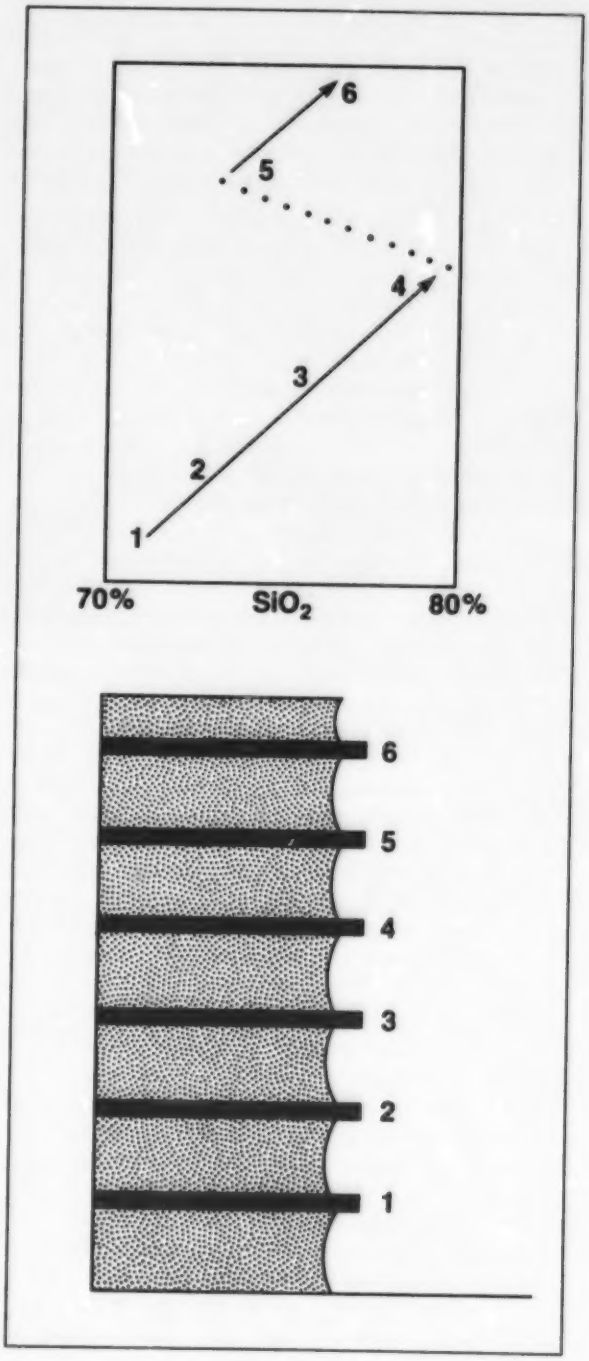


FIGURE 29 – Évolution chimique de six niveaux de tuf acide du Neckwick, en relation avec leur position stratigraphique. Épaisseur stratigraphique représentée : environ 1 500 m.

alors en fonction de la silice, le magma devenant de plus en plus enrichi en silice. Ainsi, on note avec l'accroissement en SiO_2, une baisse en TiO_2, FeO, Zr, Zn (figure 30). Les diagrammes de la figure 31 montrent la consanguinité de ces tufs. Leurs rapports Ni/Cr, Nb/Zr, K_2O/Rb, P_2O_5/TiO_2, K_2O/Ba et Ba/Rb étant proches d'une constante, ces tufs montrent une distribution relativement linéaire. Ces résultats indiquent que les tufs sont comagmatiques et, par conséquent, qu'ils dérivent probablement de la même séquence de différenciation magmatique.

À environ 8 km au NW du Mictaw, un niveau de tuf a été trouvé au sein des grès lithiques situés à la base du Groupe d'Honorat (Malo, en préparation). Ce tuf présente, en lame mince, une texture vitroclastique en écharde de verre, typique des tufs du Neckwick. L'analyse de ce tuf montre qu'il est chimiquement très comparable aux tufs de la Formation de Neckwick, tant pour les éléments majeurs que les éléments traces (annexe 5) ; ceci est mis en évidence dans les figures 30 et 31.

Les analyses chimiques des tufs de la Formation de Neckwick et du Groupe d'Honorat sont comparables aux analyses de rhyolite, de tuf ryholitique et d'ignimbrite associés à un environnement de marge continentale active (p. ex. la « Taupo volcanic zone » en Nouvelle-Zélande). Les tufs dérivant d'un tel environnement montrent une teneur caractéristiquement élevée en K_2O (3 à 4%).

Pour mieux définir la géochimie des roches volcaniques de la source des grès du Neckwick, nous avons prélevé trois fragments centimétriques de volcanites acides, rouge orangé, au sein d'un conglomérat affleurant dans le ruisseau de la Grande-Fourche (annexe 5). Aucun fragment de composition intermédiaire ou basique n'est présent dans ce conglomérat. Reportés sur les diagrammes de variation, ces trois fragments de rhyodacite montrent une évolution comparable aux tufs (figure 30), avec cependant une teneur en SiO_2 un peu plus basse que celle des tufs (65 à 70%). Les diagrammes de consanguinité (figure 31) montrent par contre une évolution linéaire distincte de celle des tufs, ce qui suggère une dérivation de magmas parents différents.

COMPARAISON DES GRÈS DU MICTAW AVEC CEUX DU MAQUEREAU ET DES MÉLANGES

Dans la littérature, plusieurs études portent sur la géochimie des grès (Ondrick & Grifftihs, 1969 ; Condie & Snansieng, 1971 ; Björlykke, 1974 ; Van de Kamp *et al.*, 1976 ; Potter, 1978). Récemment, la géochimie des grès a été proposée pour caractériser les environnements géotectoniques de sédimentation (Bhatia, 1983). Certains éléments traces contribuent à déterminer la source des grès. Par exemple, le Cr et le Ni sont des bons traceurs d'ophiolite (Björlykke, 1974 ; Hiscott, 1978, 1984).

Comme nous l'avons vu, les grès présents dans les Groupes de Mictaw, de Maquereau et dans les mélanges sont très diversifiés et représentent des milieux de sédimentation différents. Au sein du Groupe de Mictaw, nous avons analysé neuf grès dans la Formation de Neckwick, trois blocs de grès dans le Mélange de la rivière du Milieu, et six grès dans la Formation de Dubuc (annexe 6). Pour effectuer des comparaisons, nous avons aussi analysé deux grès dans la Formation de Tourelle et un bloc de grès dans le Mélange de Cap des Rosiers (annexe 6). Ces deux dernières unités affleurent dans le Cambro-Ordovicien du nord de la Gaspésie. Dans le Groupe de Maquereau, neuf grès ont été analysés (annexe 6), et trois grès dans le Mélange de la rivière Port-Daniel (annexe 6). La granulométrie des échantillons varie des siltogrès aux grès fins à moyens. Toutes les analyses chimiques des annexes ont été recalculées à 100%, en excluant les volatils.

Les grès de la Formation de Neckwick (wackes lithiques) ont des teneurs relativement basses en SiO_2 (60 à 73%) et assez élevées en Al_2O_3 MgO et Fe_2O_3 total, ce qui est typique des « grauwackes » (Pettijohn, 1963). Classiquement, le rapport élevé Na_2O/K_2O caractérise des grauwackes (présence de plagioclase albitisé). Cependant, dans les grès du Neckwick, le rapport K_2O/Na_2O est voisin de l'unité (annexe 6), ce qui peut s'expliquer par l'abondance de fragments de lave acide, riche en K_2O, dans ces grès. D'ailleurs Potter (1978) et Bathia (1983) donnent pour les grès et les sables des marges continentales de type andin, un rapport $K_2O/Na_2O = 1{,}0$. Les diagrammes de la figure 32 montrent que les grès du Neckwick occupent une position intermédiaire entre les grès du Groupe de Maquereau et les grès de la Formation de Dubuc, pour les teneurs en SiO_2, Al_2O_3 Na_2O et V. La teneur en chrome des grès du Neckwick est élevée et varie de 160 à 710 ppm.

Les blocs de grès du Mélange de la rivière du Milieu (wackes lithiques) sont géochimiquement très comparables aux grès du Neckwick, pour leurs teneurs en SiO_2, Al_2O_3 Na_2O, V et Cr (figure 32). Cela vient confirmer les corrélations lithologiques et pétrographiques entre ces grès. Les grès de la Formation de Tourelle et du Mélange de Cap des Rosiers sont aussi très semblables aux grès du Neckwick (figure 32).

Les grès de la Formation de Dubuc (arénites lithiques) sont géochimiquement très différents des grès du Neckwick. Ils ont des teneurs plus élevées en SiO_2 et plus basses en Na_2O, K_2O, Al_2O_3 MgO, TiO_2, Fe_2O_3 total, V, Cr, Ni et Sc (annexe 6 et figure 32). Deux grès (sur trois) de la partie supérieure de la formation (Membre du pont de Clemville) ont une teneur élevée en chrome (300 ppm), tandis que les grès de la partie inférieure ont des teneurs faibles en cet élément (50 ppm).

Les grès très feldspathiques du Groupe de Maquereau se différencient très bien des grès du Mictaw. Ils sont, dans l'ensemble, plus riches en Fe_2O_3 total, Al_2O_3, Na_2O, K_2O, TiO_2, V, Sc et plus pauvres en SiO_2, MgO, Cr et Ni (figure 32 et annexe 6). Deux des trois grès du

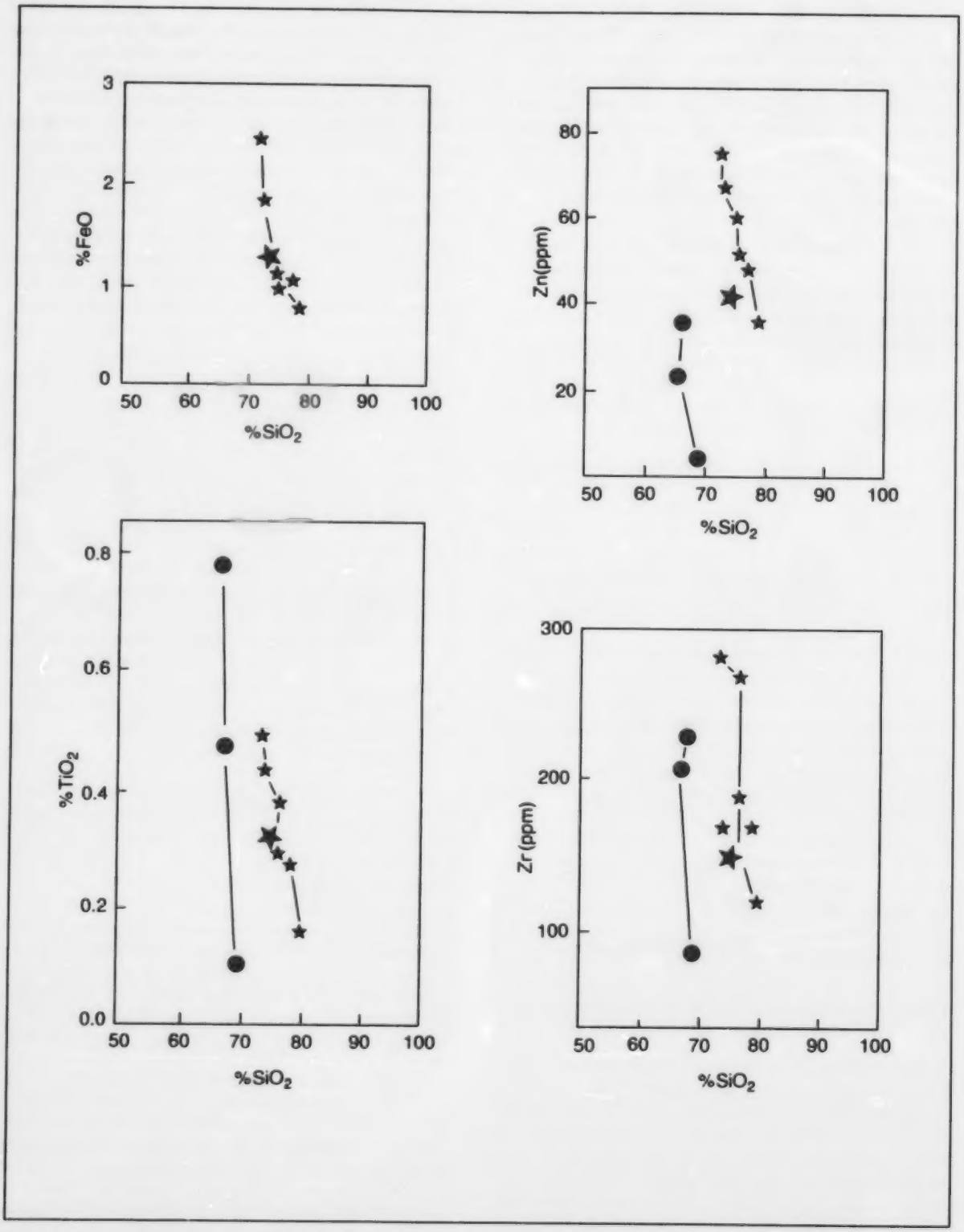


FIGURE 30 – Diagrammes de variation chimique de FeO, TiO_2, Zr, Zn en fonction de SiO_2 pour les tufs acides du Neckwick (petite étoile), de l'Honorat (grande étoile) et pour les fragments de volcanites acides dans un conglomérat du Neckwick (cercle plein).

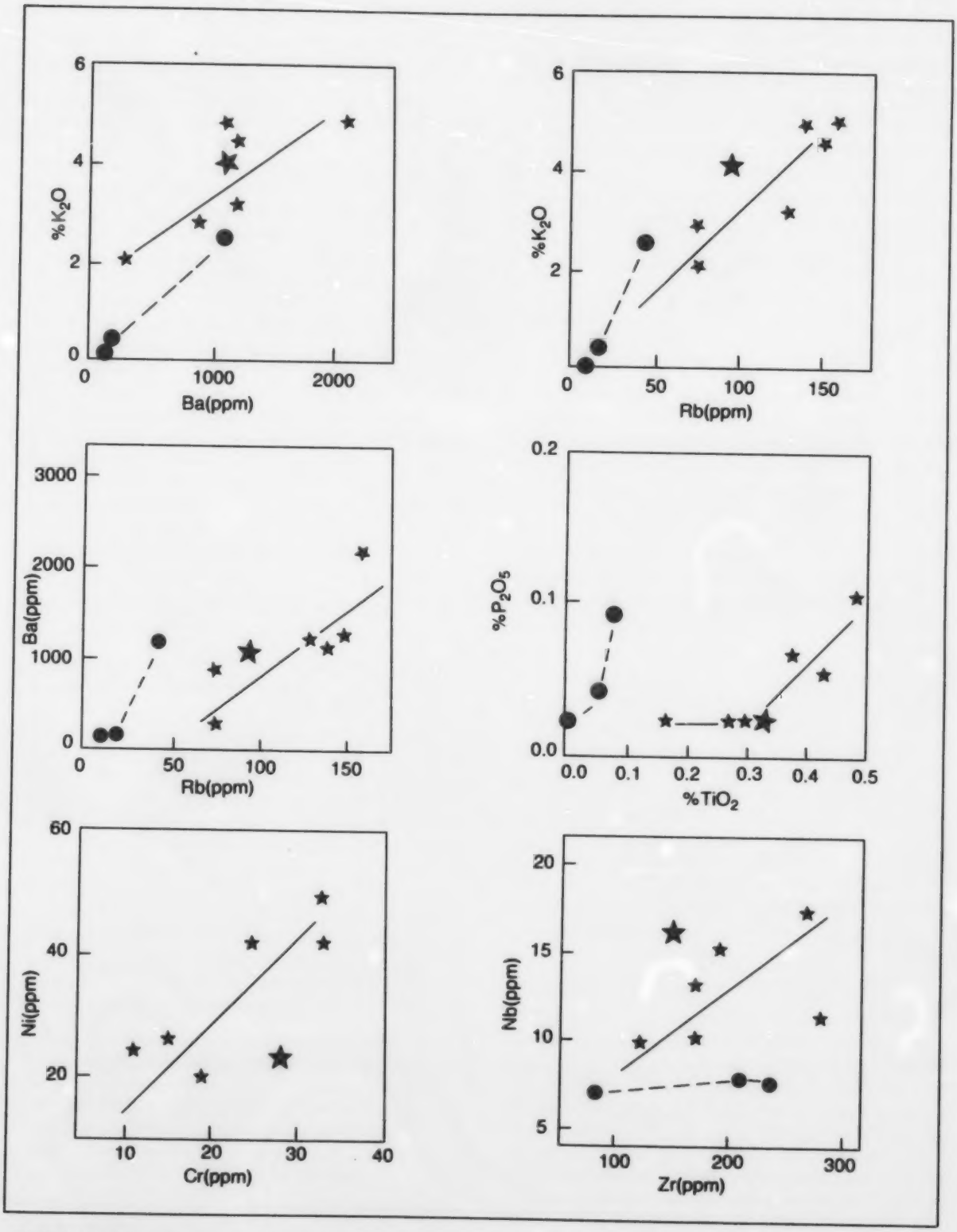


FIGURE 31 – Diagrammes de consanguinité pour les tufs du Neckwick (petite étoile) et de l'Honorat (grande étoile), et pour les fragments de volcanites acides dans un conglomérat du Neckwick (cercle plein).

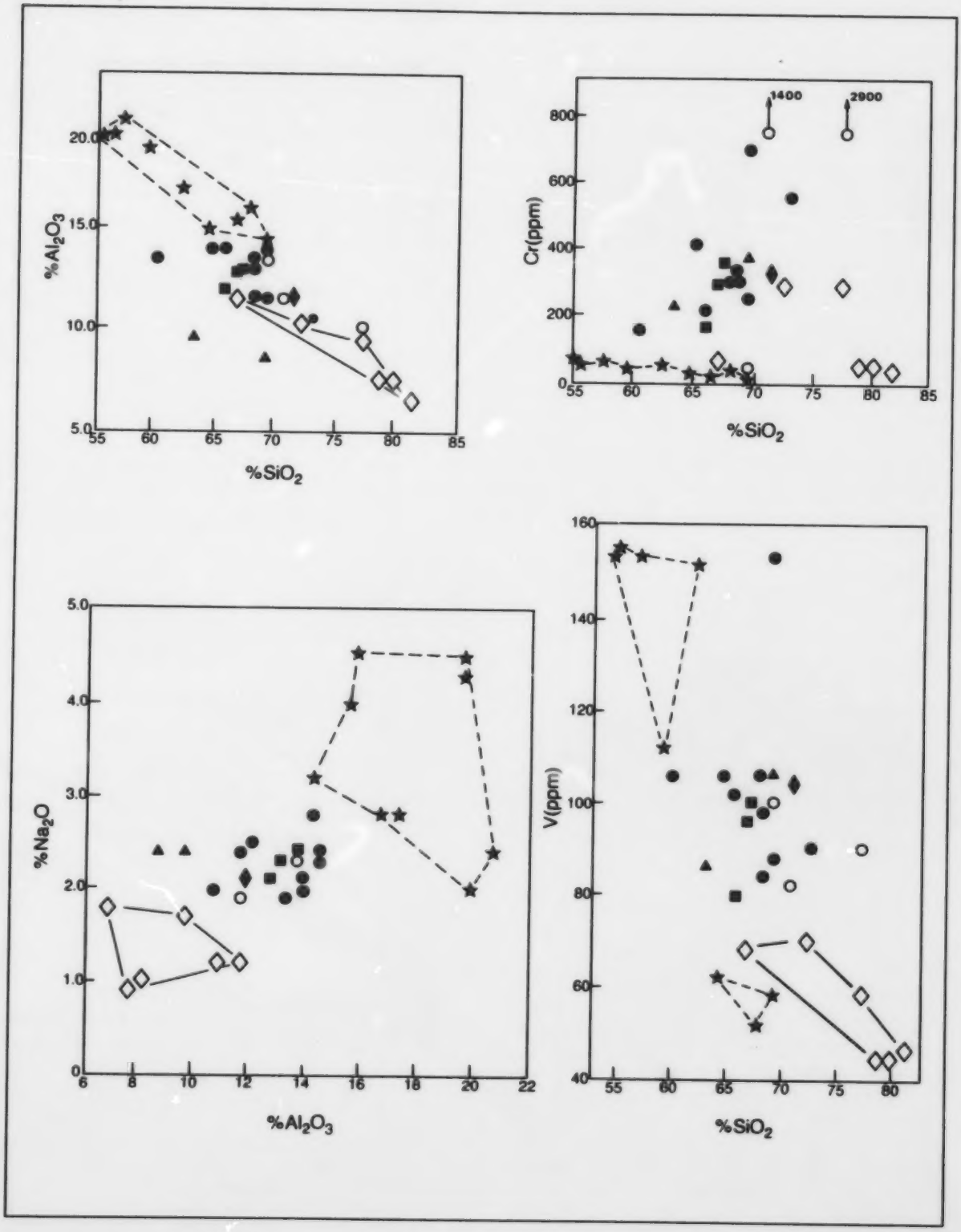


FIGURE 32 – Diagrammes de variation chimique des grès de la Formation de Neckwick (cercle plein), du Mélange de la rivière du Milieu (carré plein), de la Formation de Dubuc (losange vide), du Groupe de Maquereau (étoile), du Mélange de la rivière Port-Daniel (cercle vide), de la Formation de Tourelle (triangle plein), et du Mélange de Cap des Rosiers (losange plein).

Maquereau pauvres en vanadium correspondent au grès du « faciès de Newport ».

Enfin, les grès du Mélange de la rivière Port-Daniel sont géochimiquement proches des grès du Neckwick.

La comparaison des données pétrographiques (tableaux 1 à 4) et géochimiques (figure 32) des grès de la région étudiée permet les constatations suivantes : 1) les grès du Maquereau sont très riches en feldspaths (38%) et donc riches en Al_2O_3 et Na_2O. La teneur élevée en Fe_2O_3 total, TiO_2, V et Sc est probablement reliée à la présence d'oxydes de fer-titane (3,4%) ; 2) les grès du Neckwick et du Dubuc sont très différents : les arénites lithiques du Dubuc sont riches en quartz (43%), donc en SiO_2, et pauvres en feldspath (8%), donc en Al_2O_3 et Na_2O ; les wackes lithiques du Neckwick sont chimiquement intermédiaires entre les grès du Maquereau et du Dubuc ; 3) les grès du Tourelle, du Mélange de Cap des Rosiers et du Mélange de la rivière du Milieu sont comparables aux grès du Neckwick ; 4) les teneurs en chrome et en nickel sont particulièrement élevées dans les grès du Mictaw et de Tourelle comparées au Groupe de Maquereau. Ces teneurs élevées sont dues à la présence de chromite et de spinelle chromifère comme c'est le cas pour les flyschs ordoviciens des Appalaches canadiennes et des Calédonides (Hiscott, 1978, 1984 ; Björlykke, 1974).

FILONS-COUCHES DE DIABASE DE LA FORMATION DE NECKWICK (D)

Quatre filons-couches de diabase se sont mis en place dans la partie est du Groupe de Mictaw. Ils se sont injectés parallèlement au plan de la stratification, dans les grès et les shales de la Formation de Neckwick (planche 13C) et, localement, au contact avec le Mélange de la rivière Port-Daniel sous-jacent (carte 2039A, hors-texte). Le filon-couche le plus large a une épaisseur qui varie entre 25 et 250 m et affleure sur plus de 5 km. Northrop (dans Parks, 1930, p. 86) a été le premier géologue à décrire, le long de la rivière Port-Daniel, une « diabase verdâtre à gros grain », qu'il assigne aux « assises de Maquereau ». Alcock (1935, p. 14-15) a décrit une « augite-diorite » au confluent du ruisseau de la Grande Fourche et de la rivière Port-Daniel et a reconnu que cette roche, qu'il assignait au Silurien ou au Dévonien inférieur, est intrusive dans les strates du Mictaw.

Les filons-couches de diabase sont fracturés et plissés comme les grès et les shales encaissants de la Formation de Neckwick. Nous pensons pour cette raison qu'ils se sont injectés peu après la sédimentation du Neckwick mais avant la déformation taconique qui affecte le Neckwick. Un âge Ordovicien moyen leur est donc attribué, avec réserve, dans l'attente d'une datation.

Pétrographie

Six lames minces des différents filons-couches ont été étudiées. La diabase présente une texture intersertale typique. De très grossière au coeur des filons, elle passe progressivement à une texture très fine, puis aphanitique au contact avec les grès du Neckwick. Une zone de 10 à 50 cm de bordure de trempe est bien observable au contact. Ces diabases se composent de cristaux d'augite (Fs_{18-20}, Wo_{40}, En_{40-43}), de lattes de plagioclase altéré (An_{30-35}) groupées souvent en aggrégats glomératoporphyriques, de titano-magnétite, d'un peu de hornblende brune et de pyrite, avec des masses intersticielles de chlorite et de zoïsite. Les phénocristaux d'augite présentent parfois des zones de croissance concentriques et les oxydes montrent souvent des habitus squelettiques. La diabase a la composition d'un ferrogabbro.

Géochimie

Sept analyses chimiques ont été effectuées sur les différents filons-couches de diabase (annexe 5). La diabase possède une affinité tholéiitique subalcaline (« Low K-Tholéiite »). Les diagrammes de consanguinité (Y-Zr et TiO_2-P_2O_5) montrent des corrélations positives entre ces filons-couches, ce qui suggère qu'ils sont tous cogénétiques (De Broucker, 1984b). Sur les diagrammes de variation, la suite observée montre une distribution étroite avec un enrichissement en fer-titane et une perte en nickel-chrome lors de la différenciation (figure 20). La cristallisation fractionnée ayant contrôlé l'évolution de ces roches se serait faite en profondeur. Ces diabases sont relativement appauvries en terres rares légères (Bédard, 1986).

Les filons-couches de diabase du Neckwick sont plus évolués mais très proches géochimiquement et pétrographiquement des diorites mentionnées par Ayrton (1967) et Malo (en préparation), qui affleurent à la base du Groupe d'Honorat, au sud de la Faille du Grand-Pabos. Ces deux dernières intrusions sont congénétiques et comagmatiques (Bédard, en préparation). Les diorites de l'Honorat constituent un filon-couche épais (200 à 250 m), intrusif dans les grès lithiques et les shales de la Formation d'Arsenault (unité 8, carte hors-texte), à la base de l'Honorat et équivalente probable de la Formation de Neckwick.

Discussion

D'après leurs teneurs en Ti, Zr et Y, les filons-couches de tholéiite du Neckwick et « de Pabos » ont une affinité avec les basaltes des fonds océaniques (MORB) (Bédard, en préparation). Bédard (op.cit.) leur a attribué un âge Silurien et a conclu que ces roches seraient des témoins d'un épisode de « rifting » ayant accompagné l'ouverture d'un bassin océanique entre la fin de l'orogénèse taconique et le début des déformations acadiennes. Nous ne croyons pas à cette hypothèse car, tout d'abord, il n'y a aucune évidence que ces roches soient siluriennes. Elles ne recoupent pas le Silurien mais seulement l'Ordovicien inférieur (Mélange de la rivière Port-Daniel), l'Ordovicien moyen (Mictaw) et la base non datée de l'Honorat,

très semblable à la Formation de Neckwick. Un âge Ordovicien moyen est donc beaucoup plus probable. De plus, la séquence stratigraphique silurienne de plateforme et le volcanisme intra-continental associé ne suggèrent pas d'ouverture océanique (Laurent & Bélanger, 1984 ; Bourque *et al.*, 1980). Nous verrons plus loin que la Formation de Neckwick s'est déposée dans une région d'avant arc, en bordure d'une marge continentale active. Dans ce contexte, nous pensons que les filons-couches de diabase tholéiitique se sont mis en place lors d'un épisode de tension affectant la zone d'avant arc et permettant la montée de roches basaltiques. Une telle interprétation nous est suggérée par la région volcanique de Taupo en Nouvelle-Zélande (Hughes, 1982, pp. 394-397). En effet, dans cette région, on observe des dykes basaltiques postérieurs à des dômes rhyolitiques, leur composition étant comparable aux basaltes alcalins de type Hawaï. Les diabases analysées sont des basaltes subalcalins.

Analyse structurale

L'analyse structurale du Groupe de Mictaw et des roches siluriennes environnantes a fait l'objet d'une étude détaillée durant les trois étés de cartographie.

Le Groupe de Mictaw présente une structure complexe. Badgley (1956, p. 26), ayant cartographié la partie SW du groupe, a écrit à ce propos : « *Les roches du Mictaw sont plissées et plissotées de façon complexe et les attitudes mesurées suggèrent un patron structural très irrégulier, particulièrement le long du Bras du Milieu de la rivière Port-Daniel* ». Badgley (op.cit.) a fait référence ici à la structure chaotique du Mélange de la rivière du Milieu. Ayrton (1967, carte 1568-C) a esquissé une interprétation structurale montrant plusieurs directions de plissement. Sa conclusion se résume à ceci : « *cette unité a été très chiffonnée, (...) sans ordre apparent dans l'orientation ou la longueur d'onde des plis. L'unité semble avoir été comprimée de différentes directions et, de ce fait, ressemble aux couvertures chiffonnées d'un lit défait* » (1967, p. 67). Pour comprendre la déformation apparemment très complexe du Groupe de Mictaw, nous avons dû effectuer un levé structural très détaillé, affleurement par affleurement, essentiellement au sein de la Formation de Neckwick, qui constitue la majeure partie du Groupe de Mictaw.

PLIS ET ÉLÉMENTS STRUCTURAUX ASSOCIÉS

Éléments structuraux et méthodologie

Les éléments structuraux présents dans le Groupe de Mictaw sont : la stratification (S_o), les clivages (S_1 et S_2), les linéations d'intersection (L_1^o et L_2^o) et les axes de pli (L1 et L2). La stratification (So) est l'élément structural le plus important pour comprendre la déformation. Grâce aux nombreux critères de polarité sédimentaire, il est facile de déterminer la position normale ou inverse des strates du Mictaw. Les critères de polarité sédimentaire sont le granoclassement très fréquent dans les grès, les structures laminaires entrecroisées et les figures de base de banc, telles les chenaux, les flûtes et les empreintes de charge. Les clivages S_1 et S_2 sont peu fréquents, ce qui complique l'analyse structurale. On les observe exclusivement dans les shales. Les linéations d'intersection L_1^o et L_2^o résultent de l'intersection du plan de stratification S_o avec, respectivement, l'un des plans de clivage S_1 et S_2. Elles sont soit mesurées sur le terrain, soit calculées sur le canevas. Les axes de plis L1 et L2 sont parfois observés sur le terrain mais, le plus souvent, ils sont déduits sur le canevas par la répartition sur un grand cercle des pôles des stratifications (diagramme π).

Le problème concernant la déformation du Groupe de Mictaw, surtout dans la Formation de Neckwick, réside dans le fait qu'il n'y a pas ou très peu de structure pénétrantes associées au plissement. Le clivage n'est donc pas un bon guide structural et il faut étudier minutieusement la géométrie de la stratification So qui est le seul guide, les axes de plis visibles étant peu nombreux. Quand il n'y a qu'une phase de plissement, la direction de la stratification varie régulièrement et le patron qu'elle dessine est simple ; en revanche, avec plus d'une phase de plissement la stratification peut prendre toutes les directions et former un patron très complexe, voire ininterprétable (figure 33A). C'est la conclusion à laquelle est arrivé Ayrton (1967). Pour comprendre la déformation du Mictaw, il a été nécessaire d'étudier toutes les variations de direction de la stratification, affleurement par affleurement. La présence de polarités sédimentaires sur presque chaque affleurement a grandement facilité la compréhension de la structure d'ensemble.

Une fois les données de terrain recueillies, le travail principal a consisté à reporter les pôles des stratifications sur canevas, affleurement par affleurement, pour constater que ces mesures tombaient le plus souvent sur des grands cercles et déterminaient ainsi des axes de plis calculés. Cette méthode nous a donc permis de déterminer dans le Groupe de Mictaw l'orientation et le prolongement d'un grand nombre d'axes de plis non visibles sur le terrain (figure 33).

Étude des plis à l'échelle de l'affleurement

Dans le Groupe de Mictaw, les plissements se sont effectués principalement par pli concentrique et, localement, par applatissement des shales dans le niveau structural supérieur (Mattauer, 1980, p. 185), au-dessus du front supérieur de la schistosité. Un faible clivage axial est visible, surtout dans les charnières des plis métriques affectant des niveaux de shale.

La structure de la Formation de Neckwick fournit plusieurs arguments en faveur de plissements superposés. On observe tout d'abord des plis symétriques et ouverts, orientés NE-SW à EW et plongeant vers l'ouest (fi-

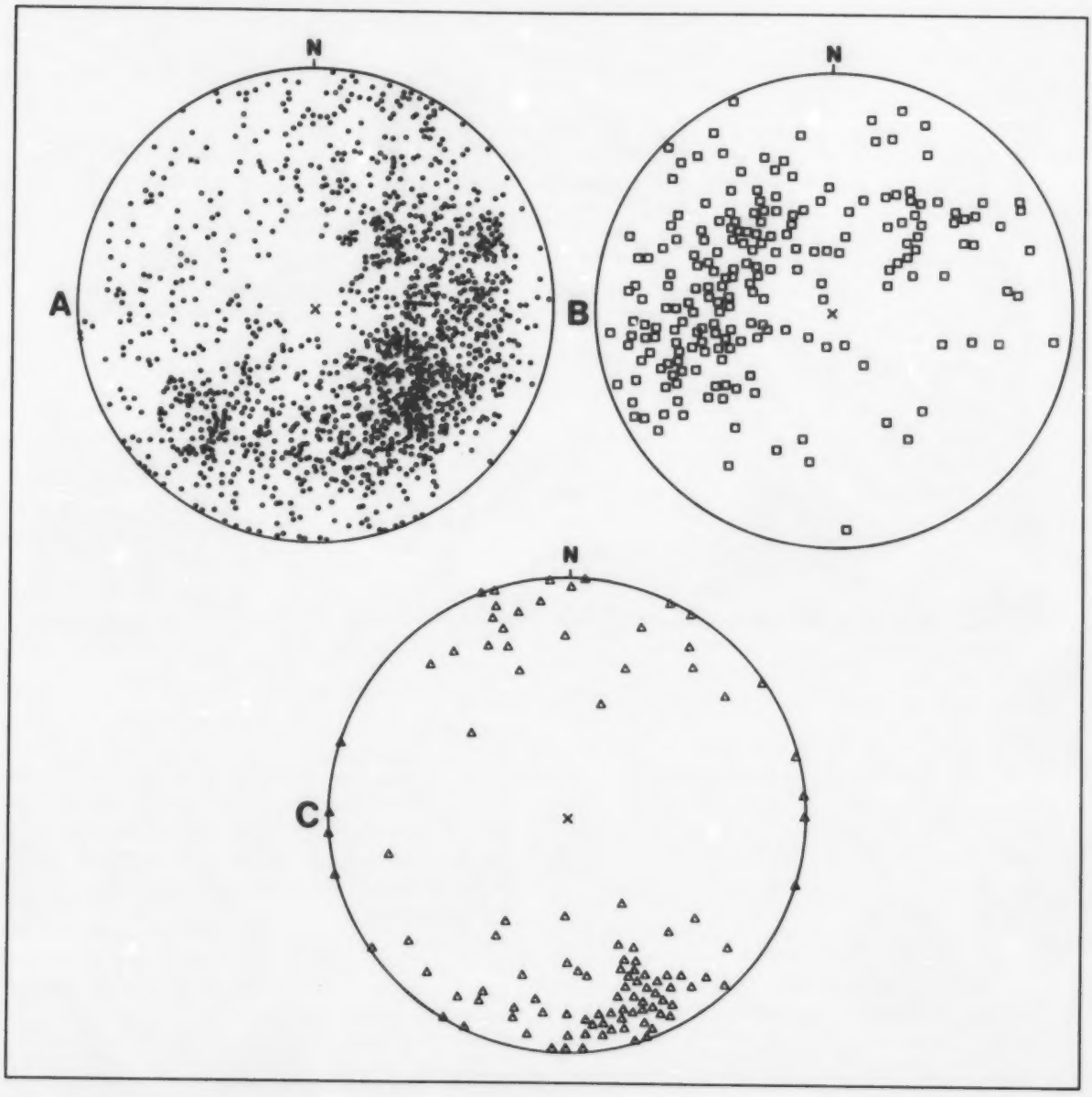


FIGURE 33 – Compilation des données structurales pour la Formation de Neckwick montrant la complexité de la structure dans son ensemble. A = pôles de S_0 ; B = axes de plis et linéations ; C = pôles des clivages.

gure 34). Ces plis se retrouvent dans le Groupe de Chaleurs (planche 21A-B), avec un clivage associé très bien développé, à l'ouest du Groupe de Mictaw (planche 21D). Ce sont donc les plis les plus récents dans le Groupe de Mictaw (plis P_2). Nous avons aussi observé un plissement plus ancien (plis P_1) repris par des plis P_2. Ces deux plissements sont mis en évidence par la direction des strates verticales dans la Formation de Neckwick. En effet, dans une région plissée, les strates verticales sont parallèles à l'axe des plis (Turner & Weiss, 1963, p. 166). C'est une règle importante et bien utile qui ne s'applique évidemment pas quand la position verticale des strates est due à une faille. Dans la Formation de Neckwick, deux familles de strates verticales sont présentes, de direction respective NW-SE et NE-SW, suggérant deux phases de plissement.

Des plis anciens P_1 sont observables dans la Formation de Neckwick (unité 5). Le long du ruisseau Neckwick (loc. 28), un affleurement montre un pli métrique P_1 (anticlinal déversé vers le SW), dont les deux flancs sont replissés par un pli P_2 (planche 20C-D). Un autre affleurement, toujours le long du ruisseau Neckwick (loc. 32),

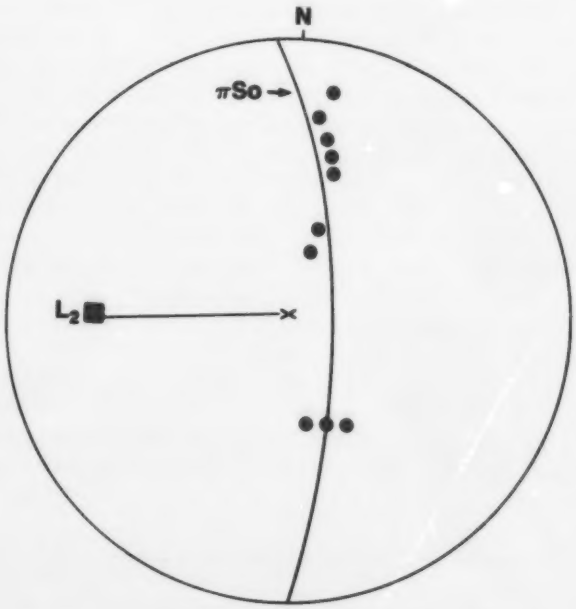


FIGURE 34 – Pli P_2 représenté par un anticlinal symétrique dans les grès de la Formation de Neckwick (domaine structural no. 2 ; carte 2039c) et projection stéréographique des éléments structuraux de ce pli. Cercle plein = pôle de S_0 ; πS_0 = grand cercle des pôles de S_0 ; carré = axe de pli P_1 (L2). Ruisseau de la Grande Fourche (loc. 31).

montre sur une vingtaine de mètres, une alternance de grès et de shale plissés, dont les charnières plongent vers le nord, dans la partie amont et vers le sud, dans la partie aval (figure 35). Ces charnières L1 sont plissées par un pli P_2 orienté NE-SW. Un autre affleurement apporte la preuve de deux phases de plissement. Il s'agit d'un synclinal antiforme P_2 de taille métrique, affleurant le long du ruisseau Neckwick (loc. 27 ; planche 20A-B). Les strates plissées sont en polarité sédimentaire inverse. Cette structure implique deux phases de plissement, la première produisant un flanc inverse et la deuxième replissant le flanc inverse.

Toujours dans le ruisseau Neckwick (partie amont, loc. 33), une série d'affleurements en projection stéréographique montre un pli P_1 renversé vers le SW, assymétrique sénestre (flanc inverse plus abrupt que le flanc normal), repris par un pli P_2 symétrique et ouvert (figure 36). Les pôles du flanc normal et du flanc inverse du pli P_1 se distribuent sur deux grands cercles dont les pôles représentent les axes de plissement P_2 sur chacun des flancs du pli P_1.

Ainsi donc, l'étude structurale de la Formation de Neckwick démontre l'existence de deux plissements superposés. Le premier plissement affecte la Formation de Necwick ainsi que les roches siluriennes du Groupe de Chaleurs.

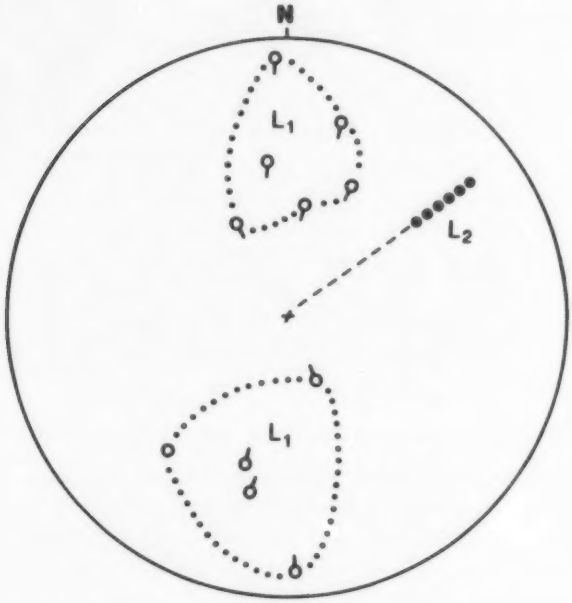


FIGURE 35 – Projection équiaire des axes de plis P_1 (L1) repris par un plissement P_2 produisant des axes de pli P_2 (L2). Les flancs du pli P_1 repris par le pli P_2 donnent des axes de pli P_2 plongeant de 10 à 40°. Domaine structural no. 3, Formation de Neckwick. Ruisseau Neckwick (loc. 32).

La structure observée au sein du Mélange de la rivière du Milieu (unité 6) est très différente, car ce n'est pas une unité bien stratifiée. Des processus synsédimentaires (démembrement des strates par plissement) et tectoniques (clivage phacoïdal) sont à l'origine de sa structure actuelle. La matrice du mudshale vert et noir est affectée par un clivage phacoïdal très pénétrant. Le litage au sein du mudshale est déterminé par des alternances centimétriques de bandes vertes et noires. Le mudshale est fortement déformé et plissé, parfois isoclinalement (Badgley, 1956, p. 26). La direction structurale au sein du mélange est NE-SW ; il vient buter à angle droit contre le flanc inverse majeur des grès du Neckwick, dont la direction structurale est NW-SE.

Peu de données structurales sont disponibles pour la Formation du ruisseau à Dubuc (unité 7). À la base, le long de la rivière Port-Daniel du Milieu, les shales sont affectés par plusieurs failles à pendage abrupt et ils dessinent un grand pli ouvert. Dans la Petite rivière Port-Daniel, à Clemville, les grès et les shales affleurent au coeur d'un anticlinal affectant les roches siluriennes. De ce fait, les plis y sont serrés.

Étude des plis à l'échelle des domaines structuraux

Les patrons d'interférence observés à l'échelle de l'affleurement se retrouvent également à l'échelle du domaine. L'étude de l'orientation statistique des éléments structuraux nous amène à diviser le secteur cartographié (mis à part le Groupe de Maquereau) en 9 domaines

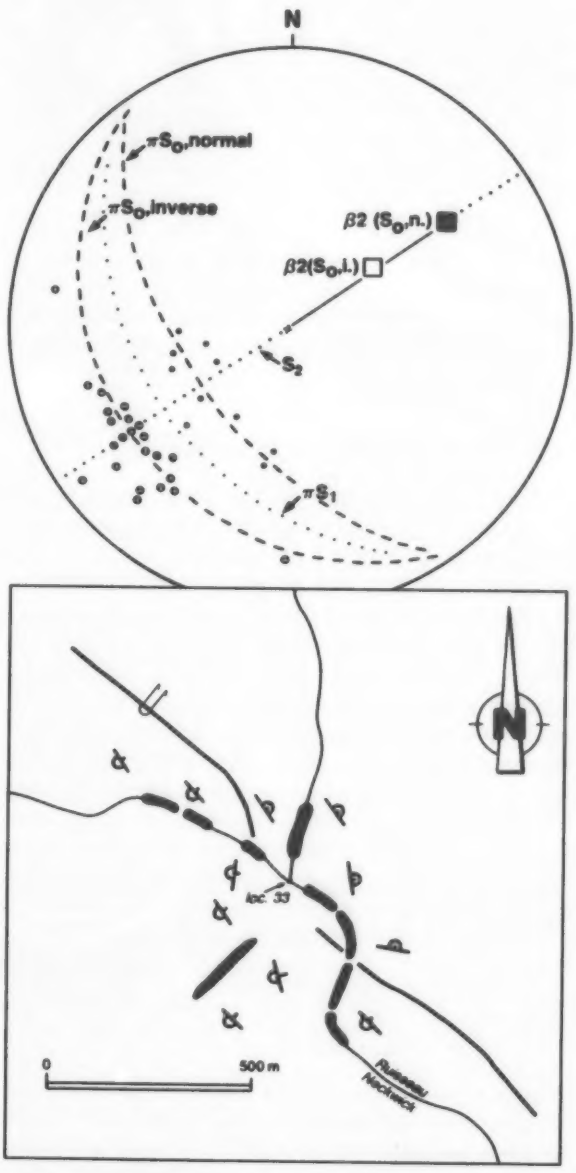


FIGURE 36 – Projection équiaire d'un pli P_1 renversé, repris par un pli P_2 symétrique et ouvert. Le flanc normal et le flanc inverse du pli P_1 sont replissés et leurs pôles se répartissent sur deux grands cercles distincts (πS_0, normal et πS_0, inverse) définissant deux axes de plissement P_2 [β 2(S_0, n) et β 2 (S_0, i)]. Formation de Neckwick, domaine structural no. 3, ruisseau Neckwick amont (loc. 33).

structuraux (carte 2039C, hors-texte). Au total, 2283 mesures ont été compilées. Des discordances, des failles et des traces de surface axiale limitent les différents domaines. Dans chacun des domaines, nous avons effectué un maximum de mesures pour tester la reproductivité des orientations structurales. Ayrton (1964, table 5) a compilé 300 mesures dans le Groupe du Mictaw. Il a écrit (1964, p. 61) : « *a very irregular structural pattern is indicated by the wide variation of bedding poles on the ste-*

reonets ». Les diagrammes de la figure 33 confirment cette complexité structurale, essentiellement au sein de la Formation de Neckwick. En tenant compte des polarités sédimentaires, la structure de la Formation de Neckwick devient compréhensible. Nous avons divisé cette formation en trois domaines (no. 2, 3 et 4). Le critère d'homogénéité de chaque domaine est le plongement des axes de pli P_2.

Nous allons maintenant passer en revue et décrire chacun des neufs domaines structuraux présentés sur la carte 2039C (hors-texte). Ces domaines correspondent principalement à différentes divisions du Groupe de Mictaw, mais aussi au Mélange de la rivière Port-Daniel et au Groupe de Chaleurs.

Domaine 1 : Mélange de la rivière Port-Daniel

La Faille de la rivière Port-Daniel et la discordance de la Formation de Neckwick sur le mélange limitent ce domaine. Nous présentons ici les éléments structuraux de la partie nord du mélange, le long de la rivière Port-Daniel. Les données proviennent de la direction des mudstones et des grès, qui s'interstratifient avec la brèche du Groupe de Maquereau. La stratification pend, faiblement à fortement, vers l'ouest, le nord et l'est, mais jamais vers le sud. Les quelques axes de plis mineurs plongent vers le NW ; leur attitude est semblable aux axes de plis P_1 du domaine 2 adjacent qui appartient au Groupe de Mictaw.

Domaine 2 : Groupe de Mictaw – Formation de Neckwick (nord)

Le domaine 2 correspond à la partie centre-nord de la Formation de Neckwick. Deux discordances et la trace de la surface axiale d'un pli majeur P_3 limitent ce domaine. Il est caractérisé par des axes de plis P_2 plongeant tous vers l'WSW et des axes de plis P_1 plongeant presque tous vers l'WNW. Plus de 90% des stratifications sont en polarité normale. Les flancs inverses des plis P_1 sont donc peu fréquents dans ce domaine. Les polarités sédimentaires inverses proviennent surtout d'un déversement des strates du Neckwick (unité 5) à proximité du Mélange de la rivière Port-Daniel (unité 4). Nous relions ce léger déversement à l'influence d'une phase tardive (P_3). Les clivages S_1 et S_2, peu nombreux, sont plutôt abrupts et de direction moyenne WSW-ENE.

Les projections équiaires des figures 34 et 37 illustrent l'orientation des éléments structuraux dans le domaine 2. Il n'a pas toujours été facile de déterminer l'appartenance des axes de plis P_1 et P_2 (carte 2039C). À partir de l'orientation des axes de pli P_2 dans le Groupe de Chaleurs (domaines 7, 8 et 9) et à partir de patrons d'interférence observés sur le terrain (figure 37), la limite correspond approximativement à la ligne EW.

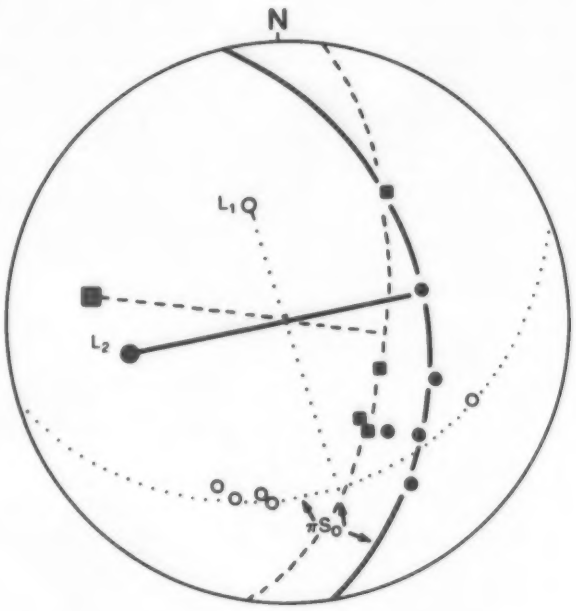


FIGURE 37 – Projection équiaire de trois plis métriques d'orientations différentes sur un même affleurement. On observe un anticlinal (cercle plein), puis un synclinal (cercle vide), puis un autre anticlinal (carré). La variation d'orientation des axes de pli est représentative ici du plissement superposé dans le domaine structural no. 2. Formation de Neckwick, affluent du ruisseau de la Grande Fourche (loc. 34).

Domaine 3 : Groupe de Mictaw – Formation de Neckwick (sud)

Ce domaine est limité par la trace de la surface axiale d'un pli majeur P_3 et par la Faille de la rivière du Milieu. Il est caractérisé par des plis P_2 qui plongent tous vers le NE. L'orientation des plis P_1 est éparse, mais l'orientation vers le NW reste dominante. Les axes de pli P_1 semblent se répartir sur des petits cercles, ce qui indiquerait un plissement par pli concentrique (voir carte 2039C). Les clivages, le plus souvent assez abrupts, varient considérablement en direction. Les stratifications en polarité inverse dominent parce que le flanc inverse d'un pli majeur P_1 est présent dans ce domaine (47% des strates sont en polarité sédimentaire normale). Dans l'ensemble, les attitudes du flanc normal et du flanc inverse sont très semblables ; il s'agit donc d'un pli majeur renversé isoclinalement vers le SW. Les projections équiaires des figures 35 et 36 et de la planche 20 illustrent l'orientation des éléments structuraux dans le domaine 3.

Domaine 4 : Groupe de Mictaw – Formation de Neckwick (SE)

Ce domaine est séparé du domaine 2 par une zone sans affleurement. Il est, par ailleurs, limité par des discordan-

ces, et probablement traversé par une zone de failles. Il est caractérisé par un plissement complexe, les axes de pli P_2 plongeant tantôt vers le NE, tantôt vers le SW (carte 2039C, hors-texte).

Domaine 5 : Groupe de Mictaw – Mélange de la rivière du Milieu

Ce domaine est limité au sud par deux discordances et au nord par la Faille de la rivière du Milieu. Le clivage phacoïdal et la stratification dans les blocs s'orientent préférentiellement NE-SW, parallèlement à la deuxième phase de plissement. Les axes de pli mineur non différenciés sont très épars, soulignant l'aspect chaotique de ce mélange.

Domaine 6 : Groupe de Mictaw – Formation de Dubuc

Ce domaine est limité par deux discordances. On note très peu de strates en polarité sédimentaire inverse. La répartition des S_0 indique la présence de deux phases de plissement (carte 2039C, hors-texte).

Domaine 7 : Groupe de Chaleurs (ouest)

Une discordance et une faille limitent ce domaine qui est caractérisé par le plongement faible des axes de pli P_2 vers le SW. On n'observe qu'une seule phase de plissement, les pôles des S_0 tombant tous sur un même grand cercle. On note également la présence d'un pli déversé (synclinal au sud du Mélange ophiolitique de Nadeau), grâce à la présence de strates en polarité sédimentaire inverse. Le clivage S_2 est très pénétrant dans le Groupe de Mictaw. Les plans de kinks (S_3) sont présents près des failles. La projection stéréographique de la planche 21B illustre l'orientation des éléments structuraux dans le domaine 7.

Domaine 8 : Groupe de Chaleurs (NW)

Ce domaine se situe juste au nord du Mélange ophiolitique de Nadeau. Il est limité par deux failles dont celle de la rivière Garin. Il se distingue du domaine 7 par le plongement faible des axes de pli P_2 vers l'ENE, et non plus vers le SW.

Domaine 9 : Groupe de Chaleurs (nord)

Il est limité au sud par deux failles (Faille de la rivière Garin et Faille de Raudin) et au nord par les limites de la carte géologique. Il se caractérise par des axes de pli P_2 à plongement faible, tantôt vers le SW, tantôt vers l'ENE. Ce domaine est caractérisé par une structure synclinale majeure.

Sommaire sur les plis

En résumé, dans le domaine 2, les axes de pli P_1 plongent presque tous vers le NW. Ce sont des plis parasitiques sénestres, déjetés vers le SW, parfois déversés. Ce domaine ne contient pas de plis à flancs inverses bien développés car, sur le terrain, les polarités sédimentaires inverses (flanc inverse court) n'excèdent jamais quelques mètres. Dans le domaine 3, les axes de pli P_1 plongent tantôt vers le NW, tantôt vers le SE, leur orientation variant beaucoup. L'ensemble du domaine 3 forme un pli majeur renversé vers le SW et est caractérisé par un flanc inverse de 1,5 km de large, entre le ruisseau Neckwick et la rivière Port-Daniel du Milieu.

Nous attribuons le plissement P_1 à une phase de l'orogénèse taconique (taconique 3) ayant précédé le dépôt du Groupe de Chaleurs, parce que les strates siluriennes, à l'ouest du Mictaw, reposent en discordance angulaire sur le flanc inverse majeur.

Le plissement P_2 a produit des plis ouverts symétriques, ou légèrement assymétriques, d'orientation NE-SW. Dans le domaine 2, les axes de ces plis plongent vers le SW et dans le domaine 3, ils plongent vers le NE. Lorsque ces plis P_2 reprennent les flancs inverses des plis P_1, il y a formation d'anticlinaux synformes et de synclinaux antiformes (planche 20A). Régionalement, le plissement P_2 est responsable des plis orientés NE-SW dans le Groupe de Chaleurs. Nous attribuons donc le plissement P_2 à l'orogénèse acadienne.

À cause de ces deux plissements superposés, l'orientation résultante de la stratification So dessine un patron d'interférence complexe, qu'il n'a pas été possible de suivre en détail. Néanmoins, vue la géométrie des plis de chacune des deux phases, le domaine 2 correspond à un patron d'interférence en « dôme et bassin », avec très peu de flancs inverses (type 1 de Ramsay, 1967, p. 521), et le domaine 3 correspond à un patron d'interférence en « champignon » avec des flancs inverses replissés, très bien développés (type 2 de Ramsay, 1967, p. 525). La figure 38 schématise ces deux patrons d'interférence, en tenant compte de la géométrie et de l'orientation des plis P_1 et P_2 dans les domaines structuraux 2 et 3.

Un troisième plissement (P_3) est observable localement. En se superposant aux plis P_2, il est responsable du bassin structural triangulaire formé par le Groupe de Chaleurs, dans le coin SE de la carte géologique (hors-texte). Nous avons pu mettre en évidence un synclinal P_3 au sein du Groupe de Mictaw. Ce synclinal, parallèle aux plis P_1, plisse les axes de pli P_2. Les plis parasititiques sénestres P_1 ont été basculés tardivement et ne sont pas compatibles avec le synclinal observé (carte 2039B, hors-texte). Par ailleurs, le redressement et le renversement des strates du Mictaw en bordure du Mélange de la rivière Port-Daniel et du Groupe de Maquereau (carte 2039B, hors-texte) sont probablement reliés à ce plissement P_3 acadien (cf. S_0 en polarité inverse dans le domaine 2).

FAILLES

Une faille majeure affecte le Groupe de Mictaw et sépare la Formation de Neckwick du Mélange de la rivière

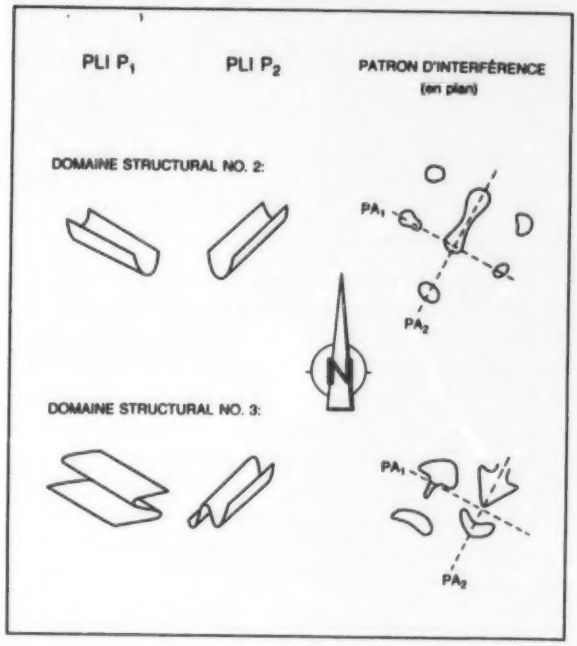


FIGURE 38 – Patron d'interférence des plis P_1 et P_2 dans les domaines structuraux no. 2 et 3 du Groupe de Mictaw. PA = plan axial.

du Milieu. C'est la Faille de la rivière du Milieu (nouveau nom) qui longe, sur 6 km environ, la rivière Port-Daniel du Milieu, avec une direction NW-SE. Cette faille n'est pas observable sur le terrain. Les directions structurales au sein du Mélange de la rivière du Milieu (NE-SW) viennent buter à angle droit contre celles de la Formation de Neckwick (NW-SE). Les grès de la Formation de Neckwick reposent localement, en position inverse, sur les shales du mélange. Un contact stratigraphique est impossible entre ces deux formations. L'hypothèse d'une faille s'impose donc. Vue la direction de cette faille, qui est parallèle à l'orientation des plis P_1, et sa situation, à la semelle d'un pli renversé P_1 majeur dans les grès du Neckwick, nous pensons qu'il s'agit d'une faille inverse associée à un mouvement chevauchant vers le SW. Cette faille serait contemporaine de la formation, durant une phase de l'orogénèse taconique, des plis P_1 déversés et renversés vers le SW.

D'autres failles affectent le Groupe de Mictaw et surtout les roches siluriennes du Groupe de Chaleurs. Elles sont donc reliées à l'orogénèse acadienne. Ce sont essentiellement des failles inverses de direction NNE-SSW, à pendage NW relativement abrupt, indiquant un mouvement chevauchant du NW vers le SE. Elles sont associées aux plis P_2 d'orientation NE-SW. Une de ces failles existe à la limite ouest du Groupe de Mictaw, au contact avec le Groupe de Chaleurs. Dans le ruisseau de la Grande Fourche et dans la rivière Port-Daniel, le contact entre ces deux groupes est défini par une discordance angulaire. Par contre, dans la rivière Port-Daniel du Milieu et plus au sud, il y a des évidences de faille inverse, au contact des roches siluriennes et du Mélange de la rivière du Milieu.

Il semble donc que la discordance angulaire du Groupe de Chaleurs sur le Groupe de Mictaw ait évolué en faille inverse, lors des plissements acadiens (P_2). Cette discordance constituait certainement une zone de faible résistance entre les roches siluriennes, qui forment une barre résistante de direction NE-SW, et les grès du Neckwick qui ont une direction SW-SE, perpendiculaire à celle des strates siluriennes (carte hors-texte).

Une importante faille inverse affleure dans le ruisseau Neckwick (loc. 35). À cause de sa direction (NE-SW) et de son pendage vers le NW, nous la relions aux failles inverses acadiennes. Le Groupe de Mictaw est donc affecté par des failles associées aux orogénèses taconiques et acadiennes.

Les failles du secteur NW de la carte 2039A (hors-texte) affectent uniquement les roches siluriennes du Groupe de Chaleurs. La Faille de la rivière Garin, de direction EW, est un relais vers l'ouest de la Faille de Raudin. À l'ouest du secteur étudié, elle montre un décrochement dextre (Malo, en préparation) ; la direction des strates, de part et d'autre de cette faille, suggère cette interprétation. Les failles de direction NE-SW à l'ouest du Mélange ophiolitique de Nadeau sont des failles inverses à pendage NW, indiquant un mouvement chevauchant vers le SE. Des plis en chevron décimétriques et des plans de kinks (S_3) superposés au clivage régional S_2 sont associés à ces failles (planche 21C). Une de ces failles est visible le long du ruisseau Nadeau (planche 22). Le déversement vers le SE du synclinal majeur, au SE du Mélange ophiolitique de Nadeau, est relié à ces failles inverses. De telles failles, associées au plissement P_2, sont compatibles avec un mouvement régional de décrochement dextre.

COUPES STRUCTURALES

Quatre coupes structurales verticales illustrent la structure du Groupe de Mictaw et du Groupe de Chaleurs (carte 2039B, hors-texte). Ces coupes soulignent schématiquement le style des plissements P_1 et P_2 dans les deux groupes. Pour faire ressortir la relation entre la topographie et les diverses unités lithologiques, nous avons exagéré le profil topographique par un facteur de 2,5. Toutefois, les valeurs réelles des pendages sont reportées.

La coupe A-A', perpendiculaire aux plis P_1, traverse la partie SE du Groupe de Mictaw. Les trois formations du groupe y sont représentées (unités 5, 6 et 7). La Formation de Neckwick (unité 5) est en contact avec le Mélange de la rivière du Milieu (unité 6) par la faille de chevauchement de la rivière du Milieu. La Formation de Dubuc (unité 7) surmonte, en discordance angulaire, le Mélange de la rivière du Milieu (unité 6). La coupe illustre le déversement et le renversement des plis P_1 dans la Formation de Neckwick, qui repose en discordance sur les brèches du Groupe de Maquereau. Cette coupe illus-

tre également le basculement tardif des strates du Neckwick contre le Maquereau, à l'origine d'un synclinal majeur P_3 parallèle au pli renversé P_1. Ce basculement tardif est indiqué par les plis parasitiques P_1 qui ne fonctionnenent pas avec la structure synclinale, mais qui sont reliés au pli majeur P_1. Au SW, le Silurien (unité 9) repose en discordance angulaire sur la Formation de Dubuc. Au NE, la Faille de la rivière Port-Daniel sépare les brèches tectoniques (unité 2f) des lithologies mylonitisées du Maquereau (unités 2a, 2b) qui prennent une position subverticale aux abords de la faille de décrochement dextre.

La **coupe B-B'**, perpendiculaire aux plis P_1, traverse le centre du Groupe de Mictaw. La Formation de Dubuc (unité 7) n'affleure plus, mais se retrouve probablement en profondeur, sous la discordance du Groupe de Chaleurs (unité 9), en discordance sur le Mélange de la rivière du Milieu (unité 6). La Formation de Neckwick (unité 5), montrant les plis P_1 déversés et renversés vers le SW, repose en discordance sur le Mélange de la rivière Port-Daniel (unité 4) qui est en contact de faille avec le Groupe de Maquereau (Faille de la rivière Port-Daniel). Le basculement des strates contre le Maquereau est à l'origine du synclinal majeur P_3. La faille de chevauchement de la rivière du Milieu marque le contact entre le Neckwick et le Mélange de la rivière du Milieu.

La **coupe C-C'**, perpendiculaire aux plis P_2, traverse le Mélange ophiolitique de Nadeau (unité 3) et les roches siluriennes situées dans la partie NW de la carte géologique. La séquence silurienne (unité 9) reposerait en discordance (?) sur les grès lithiques de la Formation d'Arsenault (unité 8). Cette séquence forme un synclinal ouvert P_2 recoupé plus au sud par la Faille de la rivière Garin (décrochement dextre). Le Mélange ophiolitique de Nadeau (unité 3) affleure dans le coeur d'une structure anticlinale P_2, déversée vers le SE ; cette structure passe au SE à un synclinal P_2, lui aussi déversé. Au nord du Mélange ophiolitique, une faille de chevauchement est associée à ces plis. Au SE, le Groupe de Chaleurs repose en discordance sur les strates plissées de la Formation de Neckwick (unité 5).

Enfin, la **coupe D-D'**, perpendiculaire aux plis P_2, traverse le centre du Groupe de Mictaw. Dans sa partie NW, elle illustre la structure anticlinale, puis synclinale, au sein du Groupe de Chaleurs (unité 9) qui repose en discordance sur la Formation de Neckwick (unité 5). La Formation de Neckwick montre schématiquement des plis P_2 symétriques et ouverts. Au SE, les strates siluriennes recouvrent en discordance angulaire le Neckwick.

Interprétation et conclusion

Le Groupe de Mictaw se compose de trois unités lithostratigraphiques distinctes, soit deux séquences de type flysch, séparées par un mélange sédimentaire (unité 6). Ce groupe est d'âge Ordovicien moyen inférieur (Llanvirnien et Llandeilien) et contient des graptolites appartenant au zones à *D. murchisoni* et *G. teretiusculus*, qui sont très rarement développées dans l'est de l'Amérique du Nord (J. Riva, comm. orale, 1985). Le Groupe de Mictaw comble donc un hiatus dans la stratigraphie nord-américaine (discordance Knox).

FORMATION DE NECKWICK

La Formation de Neckwick, située à la base du Groupe de Mictaw, repose en discordance sur les brèches du Groupe de Maquereau ainsi que sur le Mélange de la rivière Port-Daniel, qui correspond à un mélange de prisme d'accrétion. Cette formation s'est donc déposée dans une région d'avant-arc, sur un prisme d'accrétion, à la limite de la marge nord-américaine représentée par le Groupe de Maquereau. La Formation de Neckwick est un flysch qui se compose de grès lithique à fragments volcaniques et sédimentaires, de shale, de tuf acide et de (micro)conglomérat polygénique. La présence de bancs de grès massifs et épais (> 2m) indique que ce flysch s'est déposé dans un environnement de cônes d'alluvions sous-marins (midfan), (Walker, 1978 ; Hiscott, 1980). Les grès du Neckwick dérivent d'une source volcanique sédimentaire et ophiolitique, qui était originellement située au sud. L'abondance de volcanites acides (45%) et intermédiaires (40%), ainsi que la faible proportion de fragments volcaniques basiques (15%) dans les microconglomérats du Neckwick indiquent de préférence un environnement de marge continentale active, plutôt que celui d'un arc volcanique océanique, riche en roches volcaniques basiques à intermédiaires (Baker, 1982). D'autre part, la présence de tufs acides riches en K_2O indique généralement un milieu de marge continentale.

La Formation de Neckwick s'est donc déposée sous forme de cônes sous-marins dans une région d'avant-arc bordant une marge continentale active, située à proximité de la bordure continentale nord-américaine.

La comparaison entre la Formation de Neckwick et d'autres formations déposées dans un environnement d'avant-arc, appuie cette interprétation (Cas, 1978 ; Legget, 1980). Dans l'arc des Nouvelles Hébrides, Mitchell (1970) a décrit une séquence miocène de grès volcaniques et de tufs (Port Sandwich Formation). Moore (1973) a rapporté, en Alaska, la présence de grès volcaniques épais (10 m) déposés dans une ancienne fosse océanique, en bordure d'une marge continentale. Underwood & Karig (1980) ont observé des canyons recoupant le prisme d'accrétion, dans la fosse d'Amérique centrale, au large du Mexique. Un tel modèle pour le Neckwick expliquerait la présence de fragments volcaniques, dérivés de la marge active, et de fragments sédimentaires et ophiolitiques dérivés du prisme d'accrétion. L'association d'un flysch avec un mélange de prisme d'accrétion est bien connue dans l'Ouest américain où les grès de la « Great Valley sequence » sont associés au « Franciscan Subduction Complex » (Dickinson, 1976). Sur l'Ile Nias, appar-

tenant à l'Arc de Sunda (Indonésie), un mélange du complexe de subduction est surmonté par une séquence de mudstone, de turbidite et occasionnellement de tuf (Underwood & Karig, 1980). L'environnement décrit pour la Formation de Neckwick est très semblable.

Du point de vue pétrographique, les grès du Neckwick sont aussi comparables à certains grès des régions d'avant-arc de l'Ouest américain (Ingersol, 1978 ; Dickinson & Suczek, 1979 ; Dickinson, 1982 ; Dickinson *et al.*, 1983). L'étude des fragments volcaniques dans les microconglomérats indique, à la source, un volcanisme de marge continentale active plutôt qu'un volcanisme d'île-en-arc océanique. La région volcanique du Taupo en Nouvelle-Zélande est un exemple de marge continentale active (Hughes, 1982) qui correspond au type de région source envisagée pour la Formation de Neckwick. Le volcanisme de cette région est essentiellement rhyodacitique et andésitique ; il y a très peu de basalte. Les volumes émis sont estimés à 40 km^3 pour les basaltes alcalins, 800 km^3 pour les andésites et 16 000 km^3 pour les rhyolites (Hughes, 1982, p. 45). Les microconglomérats du Neckwick, quant à eux, contiennent des fragments volcaniques basiques (15%), intermédiaires (40%) et acides (45%) ; ils dérivent donc essentiellement d'une source intermédiaire à acide, semblable à celle de la région de Taupo. Les dômes rhyolitiques de Taupo présentent des textures vitreuses, sphérolitiques, felsitiques et fluidales, typiques des fragments acides du Neckwick. Les tufs du Neckwick, riches en K_2O, sont par ailleurs comparables chimiquement aux rhyolites et aux ignimbrites de Taupo.

Dans les lits de matériel pyroclastique de la région de Taupo, on retrouve souvent des fragments ignés à texture granophyrique (Hughes, 1982, p. 393). Ceux-ci sont interprétés comme des fragments de roche cristallisée en profondeur dans la chambre magmatique et remontés à la surface par l'activité explosive. Parmi les fragments ignés du Neckwick, ceux à texture granophyrique sont fréquents et ils pourraient avoir la même origine que les fragments analogues de Taupo.

MÉLANGE DE LA RIVIÈRE DU MILIEU

Le Mélange de la rivière du Milieu correspond à un mélange sédimentaire contemporain de la mise en place des allochtones taconiques sur la marge nord-américaine. On y retrouve un assemblage chaotique de lithologies typiques de la Formation de Dalibaire (située dans la partie nord de la Gaspésie) ou d'un équivalent de cette formation (unité 6a, carte hors-texte), et de la Formation de Neckwick (unité 6b). Des processus sédimentaires et tectoniques ont contrôlé la formation de ce mélange qui correspond probablement à un olistostrome.

FORMATION DE DUBUC

La Formation de Dubuc repose en discordance sur le Mélange de la rivière du Milieu. À la base, le Membre de la rivière du Milieu, composé essentiellement de shale à septaria, correspond à un dépôt calme de bassin, à l'abri d'une source terrigène. Le sommet de la formation, représenté par le Membre du pont de Clemville, est caractérisé par une séquence de type flysch, entaillée par quelques niveaux de « debris flows » ; l'apport terrigène est alors important. Cette partie de la Formation de Dubuc se serait déposée sur un talus, entaillé par des canyons (« debris flow »). La transition est progressive entre les deux membres, les grès apparaissant de plus en plus nombreux vers le sommet du Membre de la rivière du Milieu.

Les grès du Dubuc contiennent essentiellement des quartz métamorphiques polycristallins et des schistes métamorphiques. Ils dérivent donc d'un terrain métamorphique atteignant les paragénèses à biotite-sillimanite-grenat. Nous pensons que ce terrain métamorphique représente le socle sialique sur lequel s'est édifié le volcanisme de marge active, dont les grès de la Formation de Neckwick sont les témoins. Nous pensons également que ce terrain métamorphique correspond au microcontinent « Chain Lakes ». En effet, des blocs de ce microcontinent sont incorporés au Mélange ophiolitique de Nadeau, ce qui indique sa présence au sud de la marge nord-américaine en contact avec la croûte océanique.

Le « Chain Lakes terrane » contient typiquement les assemblages métamorphiques présents dans les grès du Dubuc (G. Boone, communication orale, 1985). Quelques lames minces provenant du Massif du « Chain Lakes » (Maine) et d'un copeau de ce massif dans la rivière des Plantes (près de Beauceville, au sud de Québec) nous ont permis d'identifier les minéraux métamorphiques suivants : sillimanite, biotite, grenat, muscovite, cordiérite. Tous ces minéraux, sauf la cordiérite, sont typiques des fragments du Dubuc.

Le Mélange ophiolitique de Nadeau et le Mélange du mont Serpentine contiennent des blocs dérivant du « Chain Lakes terrane ». Dans le Mélange ophiolitique de Nadeau, nous avons identifié plusieurs blocs de métagrès schisteux riches en quartz polycristallin et en séricite, très semblables aux fragments des grès du Dubuc. Par ailleurs, le Mélange du mont Serpentine contient des schistes à biotite-sillimanite-grenat très semblables, eux aussi, aux fragments des grès du Dubuc. Des blocs dérivant du « Chain Lakes » se retrouvent aussi dans les « debris flows » du Dubuc, essentiellement constitués de matériel sédimentaire et métamorphique (planche 19D).

En conclusion, nous pensons que le Groupe de Mictaw correspond à des sédiments synorogéniques déposés lors du rapprochement, puis de la collision du « Chain Lakes terrane » avec le continent nord-américain.

Groupe de chaleurs (unité 9)

Introduction

Le présent rapport traite essentiellement des unités cambro-ordoviciennes. Toutefois, il s'est avéré important d'étudier les roches siluriennes entourant la « Boutonnière de Maquereau-Mictaw », pour les raisons suivantes : 1) pour séparer les déformations affectant le Groupe de Chaleurs, qui sont attribuables à l'orogénèse acadienne, des déformations plus anciennes présentes dans les groupes de Maquereau et de Mictaw, 2) pour mieux comprendre le contexte structural du Mélange ophiolitique de Nadeau qui est entouré de roches siluriennes.

Nous avons donc effectué la cartographie des roches du Groupe de Chaleurs, situées à l'ouest et au NW du Groupe de Mictaw et plus particulièrement dans le secteur du Mélange ophiolitique de Nadeau, au sud de la Faille de la rivière Garin. Au cours de l'été 1984, André Laforest a cartographié et étudié en détail le Groupe de Chaleurs (en préparation), au nord de la Faille de la rivière Garin et de la Faille de Raudin.

Stratigraphie

Les roches du Groupe de Chaleurs appartiennent au Synclinorium de la baie des Chaleurs et reposent en discordance, dans la région étudiée, sur le Groupe de Maquereau, sur le Groupe de Mictaw et probablement aussi sur le Mélange ophilitique du ruisseau Nadeau. La discordance sur le Groupe de Maquereau s'observe à l'anse à Pierre-Loiselle, à l'est de la région étudiée (figure 6A) et le long de la rivière de l'anse à la Barbe. La discordance sur le Groupe de Mictaw s'observe le long de la rivière Port-Daniel, à l'extrémité nord du Mictaw. La disposition des unités siluriennes autour du Mélange ophiolitique de Nadeau indique un contact discordant entre le Groupe de Chaleurs et ce mélange. Le Groupe de Chaleurs est surmonté en discordance par les conglomérats, grès et shales rouges de la Formation de Bonaventure, d'âge Carbonifère.

La séquence stratigraphique que nous allons décrire concerne la partie du Groupe de Chaleurs située à l'WNW du Mictaw (carte 2039A, hors-texte). Ayrton (1967) a cartographié ces roches. Cependant, n'ayant pas reconnu de synclinal majeur au SE du Mélange ophiolitique de Nadeau, sa séquence stratigraphique est inexacte (Ayrton, 1967 ; figure 2, coupe no 3).

Malgré un clivage très pénétrant au sein des roches siluriennes, à l'ouest et au nord du Maquereau et du Mictaw, nous y avons reconnu, dans l'ensemble, une séquence stratigraphique semblable à celle qui affleure dans la région de Port-Daniel, décrite par Bourque & Lachambre (1980). On note toutefois quelques différences entre ces deux séquences, sur lesquelles nous insisterons.

Nous décrirons ici la succession des formations du Groupe de Chaleurs qui affleurent au sud du Mélange ophiolitique de Nadeau et à l'ouest du Groupe de Maquereau.

À la base du Groupe de Chaleurs, la **Formation de Clemville** (unité 9a) repose en discordance sur les trois formations du Groupe de Mictaw (carte 2039A, hors-texte). Au SW du Mictaw, le long de la rivière Port-Daniel du Milieu, elle se compose d'une alternance décimétrique de siltstone-mudstone gris verdâtre et de petits lits de calcilutite grise. On rencontre aussi des grès quartzeux en petits lits décimétriques (planche 21A). À l'extrémité NW de la carte, Laforest (en préparation) a décrit des lits de grès fins à moyens, quartzeux, gris-vert, à structures laminaires noires de 1 à 8 cm d'épaisseur, avec quelques interlits de mudstone noir. Les lits de grès quartzeux sont localement bioturbés et riches en brachiopodes *(Stricklandia lens typica)*. Le passage à la Formation de Weir est graduel.

La **Formation de Weir** (unité 9b), qui affleure entre autre à l'ouest du Groupe de Mictaw, se compose essentiellement de grès fin feldspathique, gris-vert, alternant avec des mudstones gris-vert ; les niveaux d'arkose sont localement peu abondants, comme dans la coupe de la rivière Port-Daniel du Milieu, au SW du Mictaw. Par définition, le premier niveau arkosique marque le début de la Formation de Weir et la fin de la Formation de Clemville (Bourque & Lachambre, 1980). Ne pouvant pas appliquer cette définition, nous avons placé le contact à la disparition des petits lits calcaires et au début des unités massives de grès fin verdâtre. Le passage à la Formation de l'anse Cascon est graduel.

La **Formation de l'anse Cascon** (unité 9c) se compose de grès quartzeux immatures et de shale. Les grès sont de couleur chamois, en lits submétriques avec, par endroits, des lamines parallèles et entrecroisées ; la bioturbation y est importante. On observe quelques niveaux conglomératiques à quartz blanc laiteux. Le clivage régional (S_2) affecte peu cette formation résistante. Le passage à la Formation de l'anse à Pierre-Loiselle est graduel.

Les **Formations de l'anse à Pierre-Loiselle** et de **La Vieille** (unité 9d) se composent d'une séquence de mudstone gris à nodules calcaires, avec un peu de grès fin à la base (Formation de l'anse à Pierre-Loiselle). Cette séquence passe graduellement à une calcilutite noduleuse comprenant quelques interlits de shale calcareux (Formation de La Vieille). Ces deux unités sont très clivées (planche 21D) et aussi très plissotées près des failles

(planche 21C). Le passage à la Formation de Gascons est graduel.

La **Formation de Gascons** (unité 9e) se compose de mudstone, de siltstone et de grès fin gris verdâtre avec, à la base, un peu de mudstone à nodule calcaire, correspondant à la transition avec la Formation de la Vieille.

La **Formation de West Point** (unités 9f et 9g) affleure en grande partie au nord du mélange ophiolitique de Nadeau (Bourque & Lachambre, 1980 ; Laforest, en préparation). Elle occupe le coeur d'une structure synclinale qui est recoupée par la Faille de la rivière Garin (cartes 2039A et 2039B, hors-texte). Sur le flanc NW du synclinal, on retrouve la séquence précédemment décrite, allant de la Formation de Clemville (unité 9a) à la Formation de Gascons (unité 9e). Cette séquence, incluant à sa base le sommet du Groupe de Matapédia (en continuité stratigraphique avec la Formation de Clemville) (Malo, comm. orale, 1985), reposerait en discordance sur les grès lithiques de la Formation d'Arsenault (Groupe d'Honorat).

Au nord du Mélange ophiolitique de Nadeau, la Formation de West Point diffère de celle décrite dans la région de Port-Daniel par Bourque & Lachambre (1980). En effet, nous avons cartographié une séquence d'environ 200 m d'épaisseur, de grès fin, dolomitique, de teinte chamois, bien stratifié (unité 9f), en-dessous d'une séquence calcaire attribuée elle-aussi à la Formation de West Point (unité 9g). Dans la région de Port-Daniel, on retrouve, sous les calcaires du West Point, une séquence épaisse et monotone de mudstone et de grès fins verdâtres constituant la Formation de Gascons. Il y a donc des variations importantes de faciès entre le secteur étudié et la région de Port-Daniel.

La description qui suit de la Formation de West Point est tirée de Laforest (en préparation). La séquence de grès fin chamois repose sur 15 mètres de calcaire (biosparite à *Halysites*). L'ensemble correspond à la base de la Formation de West Point. Surmontant cette séquence, on trouve environ 350 m de calcaire argileux gris-blanc, interstratifié avec des siltstones verts laminés. Dans la partie supérieure des calcaires gris-blanc, se rencontrent quelques niveaux riches en coraux et d'autres contenant des fentes de dessication. Près de la Faille de Raudin, les calcaires ont un aspect rubané où alternent des bandes gris-bleu et blanches. Au sommet, on observe une interstratification de calcaires avec des silstones verts à lamines orangées, parfois rouge violacé, sur une épaisseur maximale de 280 mètres. Cette séquence de siltstone vert est caractérisée par la présence de biostromes à coraux et stromatopores ou à crinoïdes et brachiopodes. Les siltstones verts sont parfois interstratifiés avec des calcarénites-calcirudites rouges, très riches en débris de crinoïdes. Le sommet de la Formation de West Point est marqué par des siltstones, verts laminés et très peu calcareux, riches en pyrite et parsemés de petits coraux, de stromatopores et de crinoïdes, avec un niveau de conglomérat biogénique à stromatopores et coraux.

Structure

PLIS

Les roches du Groupe de Chaleurs sont affectées régionalement par une phase de plissement P_2 attribuée à l'orogénèse acadienne, datant du Dévonien moyen, le Carbonifère reposant sur les strates plissées siluriennes. Localement, près du Groupe de Maquereau, au SE de la région, une deuxième phase affecte les roches siluriennes (plis P_3), créant un bassin structural qui résulte de l'interférence des plis P_2 et P_3 (carte, hors-texte). Le plissement P_3 date lui aussi de l'orogénèse acadienne, pour les mêmes raisons que le plissement P_2. Les plis au sud du Mictaw sont tracés à partir des travaux de Bourque & Lachambre (1980).

Les plis P_2 s'observent à l'échelle macroscopique (carte hors-texte) et aussi sur le terrain, à l'échelle mésoscopique (planche 21A). Ces plis sont orientés NE-SW et plongent en général, faiblement vers le SW. Dans la région de Port-Daniel, au sud du Mictaw, ce sont des plis droits et ouverts, sans clivage pénétrant (S_2). Par contre, à l'ouest du Mictaw et au nord du Maquereau, le clivage de flux (S_2) est très pénétrant et transpose souvent la stratification, surtout dans les unités calcareuses et argileuses (planche 21D). Dans ce secteur, les plis sont essentiellement déjetés et parfois déversés vers le SE. On observe, notamment autour du Mélange ophiolitique de Nadeau, un anticlinal déjeté suivi au sud par un synclinal déversé vers le SE (cartes 2039A et 2039B, hors-texte).

Le clivage S_2 et la stratification So, par la relation S_2-S_o, fournissent un excellent contrôle sur les plis majeurs. L'analyse des coupes structurales et l'étude de l'orientation des éléments structuraux dans le Groupe de Chaleurs ont été inclues dans la section traitant de l'analyse structurale du Groupe de Mictaw. Ainsi, les éléments structuraux et la déformation des deux groupes se trouvent comparés.

FAILLES

Dans le secteur NW de la région, les failles affectent uniquement les roches siluriennes du Groupe de Chaleurs. La Faille de la rivière Garin, de direction EW, est un relais vers l'ouest de la Faille de Raudin. La faille de la rivière Garin, à l'ouest du secteur étudié, montre des évidences de décrochement dextre (Malo, en préparation). La direction des strates, de part et d'autre de la faille, suggère cette interprétation. Les failles de direction NE-SW, à l'ouest du Mélange ophiolitique de Nadeau, sont des failles inverses à pendage NW, indiquant un mouvement chevauchant vers le SE (cartes, hors-texte). Des plis décimétriques en chevron (planche 21D) sont associés à ces failles. Une de ces failles affleure le

long du ruisseau Nadeau (carte 2039A, hors-texte). Le déversement vers le SE du synclinal majeur au SE du Mélange ophiolotique de Nadeau est relié à ces failles inverses. De telles failles associées au plissement P_2 sont compatibles avec un mouvement régional de décrochement dextre.

Corrélations

Dans le présent chapitre, sont regroupées les principales corrélations entre les différentes unités géologiques de la boutonnière de Maquereau-Mictaw et leurs équivalents dans les Appalaches du Québec. Le terme « corrélation » est ici employé dans le sens défini par le code stratigraphique nord-américain (N.A.S.C., 1983). Nous emploierons la « lithocorrélation » qui regroupe des unités géologiques de même lithologie ayant une position stratigraphique semblable (N.A.S.C., 1983).

Socle grenvillien

Le copeau de socle, décrit au premier chapitre, est corrélé avec les roches du socle grenvillien affleurant au nord du fleuve Saint-Laurent et dans le massif du Long Range, situé dans la partie ouest de Terre-Neuve. La corrélation se base sur une similitude lithologique (gneiss, amphibolite) et sur un âge radiométrique d'environ 1000 Ma. Le copeau de socle peut se corréler également avec les roches du socle de la Chaîne du Blue Ridge, dans les Appalaches du sud. Toutes ces régions contiennent des roches ignées et métamorphiques représentant la croûte continentale nord-américaine et correspondant à la Zone de Humber (Williams, 1978).

Le copeau de socle grenvillien de la boutonnière de Maquereau-Mictaw est coincé dans une zone de failles, en contact avec les grès feldspathiques, les conglomérats et les basaltes du Groupe de Maquereau qui correspondent à des faciès de rift, déposés à l'origine sur le socle grenvillien. Un contexte structural très semblable se retrouve dans les Appalaches du Québec, dans la région de Sainte-Marguerite, à 35 km au SE de la ville de Québec. À cet endroit affleure un copeau de socle grenvillien, daté de 900 Ma, composé de granite gneissique, d'amphibolite et de métaquartzite. Ce copeau est en contact de faille avec les grès feldspathiques et les basaltes de la Formation de la Montagne de Saint-Anselme (Vallières *et al.*, 1978 ; Vallières, 1979).

Groupe de Maquereau

Le Groupe de Maquereau, décrit au second chapitre, a été l'objet de nombreuses corrélations dans le passé. Logan (1862, p. 272) a comparé les roches du Maquereau à la série de Sillery, du Groupe de Québec. Hannah (1954, p. 131) a établi une corrélation entre le Maquereau et la Formation de Charny, dans la région de Québec. La Formation de Charny, dérivant sans aucun doute du socle grenvillien, Hannah a conclu : « *It is suggested that the Macquereau sediments came from a similar source* ». Cet auteur a également établi une corrélation avec la Formation de Ratcliffe Brook, située près de Saint-Jean, Nouveau-Brunswick, et datée du Cambrien inférieur (Hannah, op.cit., p. 132). Ayrton (1967, p. 12) a envisagé « *une corrélation entre le Maquereau et les strates protérozoïques, lithologiquement similaires, qui furent cartographiées au Cap-Breton, à Terre-Neuve et dans le SW du Nouveau-Brunswick* ». Ayrton a également mentionné une corrélation possible avec le Groupe de Caldwell, affleurant dans les Cantons de l'Est.

Plus récemment, une synthèse des Appalaches du Québec a été affectuée (St-Julien & Hubert, 1975). Le Groupe de Maquereau y est décrit dans « The Cambrian shale-feldspathic sandstone assemblage » ; il est considéré comme un équivalent du Groupe de Caldwell, du Groupe d'Armagh, du Groupe de Charny, du Groupe des Shickshocks et des Formations de Mansonville et de Brompton ; l'ensemble de ces unités correspond à la série de Sillery (Logan, 1863). Enfin, les roches du Maquereau sont corrélées avec les schistres du Super-Groupe de Fleur de Lys, à Terre-Neuve (Williams & St-Julien, 1978).

Le Groupe de Maquereau est une séquence volcano-sédimentaire déposée dans un environnement de rift, sur le socle grenvillien à l'Hardrynien et/ou au Cambrien précoce. Pour être valable, les corrélations doivent tenir compte non seulement des similitudes lithologiques et des positions stratigraphiques, mais aussi du cadre géotectonique au sein des Appalaches. Ainsi, les corrélations de Hannah (1954) et de Ayrton (1967) avec des roches du Nouveau-Brunswick et du Cap Breton ne nous semblent pas valables, car ces dernières appartiennent à des zones tectonostratigraphiques très différentes (zones de Gander et d'Avalon) et ne se sont pas déposées sur le socle grenvillien (Williams *et al.*, 1974).

Nous avons eu l'occasion, au cours d'excursions géologiques, de vérifier plusieurs corrélations établies dans le passé. En Gaspésie, nous pouvons confirmer la corrélation établie entre le Groupe de Maquereau et le Groupe des Shickshocks. Plusieurs affleurements, le long de la route menant au lac Cascapédia, dans le parc de la Gaspésie, montrent des lithologies très semblables à celles cartographiées dans le Maquereau, soit : pélites mauves et vertes, conglomérat à cailloux granitiques, grès feldspathique vert et basalte tholéiitique vert foncé. Plus à l'ouest, la coupe du lac Matapédia montre des basaltes tholéiitiques et des grès très feldspathiques, verts et rouges, massifs, à fragments de shale rouge, semblables aux grès feldspathiques massifs du faciès de Newport dans le Maquereau. Récemment, une écaille de roches déformées longue de 5 km, appartenant au Groupe des Shickshocks, a été cartographiée à 25 km au NW de

Gaspé (Slivitzky, 1984). On retrouve dans cette écaille des lithologies très typiques du Groupe de Maquereau, soit : métabasalte ; métagrès gris rosé à quartz et feldspaths roses ; métagrès fin vert, chloriteux et schiste à séricite-chlorite (zone de failles).

Dans la région de Québec, en plus des corrélations déjà existantes avec l'Armagh et le Sillery (Logan, 1863), nous corrélons le Maquereau avec la Formation de la Montagne de Saint-Anselme, qui comprend une interstratifiction de basalte et de grès à feldspaths roses associés, comme pour le Groupe de Maquereau, avec un copeau de socle grenvillien (Vallières, 1979). Dans les Cantons de l'Est, le Maquereau trouve son équivalent dans le Groupe de Caldwell.

Le Groupe de Maquereau se corrèle à Terre-Neuve avec la « Summerside Formation » dans l'« Humber Arm Allochthon » (Williams, 1975), et avec la « Maider Point Formation » dans le « Hare Bay Allochthon » (Bostock *et al.*, 1983). Toutes ces unités sont allochtones et occupent une position structurale semblable au sein des Appalaches. Leurs équivalents sur la plate-forme se nomment « Bateau Formation » et « Lighthouse Cove Formation » (Bostock *et al.*, 1983) ; ces deux formations affleurent au nord de Terre-Neuve et au Labrador. « A Corner Brook », sur la « Crow Mountain », la « Summerside Formation » se compose de grès vert argileux très grossier à quartz blanc laiteux (faciès de grit) ; cette lithologie se retrouve dans le Groupe de Maquereau, notamment sur un affleurement le long de la rivière du Grand Pabos ouest, au NE du lac Laroche (loc. : 360450 mE ; 5353075 mN). Le Fleur de Lys « Supergroup » occupe une position structurale identique au Groupe de Maquereau, c'est-à-dire à la limite de la marge nord-américaine ; toutefois, la ressemblance lithologique n'est pas aussi frappante que pour les formations précédentes.

On rencontre également des faciès de rift équivalents au Groupe de Maquereau dans les Appalaches du Sud, dans la région des Blue Ridges : « *Grandfather Mountain Formation, Swift Run Formation et Catoctin Formation* » (Gathright, 1976 ; Wehr et Glover, 1985).

Groupe de Mictaw

Logan (1863, p. 445) a mentionné une corrélation entre les « Black bituminous graptolitic shales » du Mélange de la rivière du Milieu et les « Black shales which underlie the Gaspé Limestones near Cape Rosier », correspondant au Mélange de Cap des Rosiers. Ells (1883) a proposé de corréler le Mictaw avec le Groupe de Tétagouche qui affleure à environ 120 km au SW du Mictaw, au Nouveau-Brunswick. Selon cet auteur, les deux unités se prolongent sous la baie des Chaleurs. Dans la synthèse du Cambro-Ordovicien des Appalaches du Québec, le Groupe de Mictaw est inclus avec le Groupe de Magog (St-Julien & Hubert, 1975), dans le domaine interne du « Middle Ordovician shale-argillaceous limestone assemblage ».

Avant de préciser les corrélations actuelles du Groupe de Mictaw, il est important de réaliser que l'âge attribué à ce groupe a changé dans les 40 dernières années. Les auteurs précédents lui attribuaient un âge Ordovicien moyen à Ordovicien tardif (Ruedemann, 1947) et Ordovicien moyen tardif (zone 13 de Berry ; dans Ayrton, 1967). Actuellement, le Mictaw se situe à la base de l'Ordovicien moyen, soit Llanvirnien et Llandeilien (De Broucker & Riva, 1985). Cet âge remet donc en cause toutes les corrélations basées précédemment sur l'âge du Mictaw (Schuchert, 1930 ; Northrop, 1940).

FORMATION DE NECKWICK

À l'époque de Ayrton (1967), le Groupe de Mictaw, daté de l'Ordovicien moyen tardif, était un équivalent dans le temps du Groupe de Cloridorme, situé le long de la côte nord de la Gaspésie. Daté actuellement du début de l'Ordovicien moyen, il devient presque un équivalent dans le temps de la Formation de Tourelle, affleurant dans la partie nord de la Gaspésie (Hiscott, 1978), et dans la région du Bas Saint-Laurent (Vallières, 1984). Cette formation est datée, dans la région du Bas Saint-Laurent, de l'Arénigien tardif et du Llanvirnien (Vallières, 1984, p. 223) ; à Tourelle, elle est datée de l'Arénigien tardif, et plus vers l'est, à Jersey Cove, elle correspondrait au Llanvirnien précoce (Riva, communication orale, 1985). La Formation de Neckwick datée du Llanvirnien tardif est donc un peu plus jeune que la Formation de Tourelle de Jersey Cove, mais plus vieille que le Groupe de Cloridorme dont la base est datée du Caradocien moyen. D'un point de vue lithologique et sédimentologique, le Neckwick est très semblable au Tourelle. Ces deux unités se composent de grès lithique vert, argileux, en bancs épais et massifs, alternant avec des shales verts. Le contexte structural est aussi très semblable. En effet, les deux formations reposent en contact tectonique sur des zones de mélange : le Mélange du Cap Chat pour le Tourelle et le Mélange de la rivière du Milieu pour le Neckwick. Pétrographiquement, les grès de ces deux formations contiennent des fragments de roches identiques, dans des proportions différentes, dérivant probablement d'une même source. Il y a toutefois des différences marquées entre ces deux formations : 1) le Neckwick contient plusieurs horizons de tuf rhyolitique et de microconglomérat volcanique qui sont absents dans le Tourelle ; 2) l'étude pétrographique montre que les grès et microconglomérats du Neckwick sont beaucoup plus riches en fragments volcaniques et en feldspaths, et plus pauvres en quartz et en fragments sédimentaires que ceux du Tourelle. Le Neckwick est donc plus proche que le Tourelle de la source volcanique. Nous pensons que ces deux formations sont des flyschs synorogéniques, déposés dans un même bassin, avec une source commune. Le lieu de dépôt au sein du bassin peut expliquer la diffé-

rence de composition entre ces deux unités, c'est-à-dire, une source volcanique importante pour le Mictaw et une source sédimentaire importante pour le Tourelle.

Récemment, la cartographie effectuée au NW du Mictaw, dans le Groupe d'Honorat, a mis en évidence la présence d'une bande de grès lithique (Formation d'Arsenault ; unité 8, carte, hors-texte) située à la base de ce groupe (Malo, 1983, 1985, en préparation). Cette formation n'est pas datée, mais plusieurs points nous incitent à la corréler directement avec la Formation de Neckwick, soit : 1) les lithologies sont identiques et constituées de bancs épais de grès lithique verdâtre, séparés par des shales verts et parfois rouge brique ; 2) la composition pétrographique des grès est très semblable et les fragments volcaniques sont abondants dans les grès des deux formations ; 3) des niveaux de tuf rhyolitique sont présents au sein du Neckwick et de l'Arsenault ; leur texture vitroclastique est identique et leur composition chimique indique qu'ils sont cogénétiques (figures 34 et 35) ; 4) des filons-couches de diabase, tous comagmatiques, sont intrusifs dans les deux formations et ne recoupent pas les formations plus récentes de l'Honorat, du Mictaw ou du Groupe de Chaleurs.

Dans les Cantons de l'Est, le Groupe de Mictaw a été mis en corrélation avec le Groupe de Magog (St-Julien & Hubert, 1975). Cette corrélation concerne les Formations de Beauceville et de Saint-Victor qui sont dans l'ensemble plus jeunes que le Mictaw, datant principalement du Caradocien moyen et supérieur et présentant lithologiquement peu de ressemblance avec le Mictaw. Il est vrai que ce sont des séquences de type flysch contenant des horizons de tuf acide qui correspondent à un environnement dans une région d'avant-arc, semblable à l'environnement de formation du Mictaw. De plus, le Mictaw et le Magog reposent tous deux sur des zones de mélange (le Mélange de la rivière Port-Daniel et la Formation de Saint-Daniel respectivement). La cartographie récente du Groupe de Magog met en évidence la présence de deux formations plus anciennes que la Formation de Beauceville (Cousineau, 1984). L'une d'elles, la Formation de Frontière, se compose de grès vert grisâtre (wacke lithique) interstratifié avec une argilite noire à verdâtre. Pétrographiquement, le wacke est mal trié et se compose d'une proportion élevée de fragments de roches volcaniques felsiques. La Formation de Frontière est donc proche lithologiquement et aussi pétrographiquement de la Formation de Neckwick. Une corrélation entre ces deux formations est peut-être envisageable.

À Terre-Neuve, la Formation de Neckwick est probablement équivalente à la « Blow-Me-Down Brook Formation » (Stevens, 1970 ; Williams, 1975) présente dans le « Humber Arm Allochthon » (Hiscott, 1978, 1984).

Nous n'avons trouvé aucun équivalent du Groupe de Mictaw dans le Groupe de Tétagouche et dans la Boutonnière d'Elmtree, situés dans le nord du Nouveau-Brunswick, à environ 100 km au SW du Mictaw. En effet, les roches du Tétagouche et de la Boutonnière d'Elmtree sont très différentes des roches du Mictaw. Nous croyons que les roches cambro-ordoviciennes du Nouveau-Brunswick septentrional appartiennent à une province structurale différente, soit : la Zone de Gander, qui est distincte de la marge nord-américaine (Zone de Humber) représentée par la Boutonnière de Maquereau-Mictaw. La Zone de Gander se situe au SE de celle de Humber, et correspond à la marge continentale SE de l'Océan proto-Atlantique (Williams, 1979).

MÉLANGE DE LA RIVIÈRE DU MILIEU

Le Mélange de la rivière du Milieu se corrèle parfaitement, pour la lithologie et l'aspect structural, avec le Mélange de Cap des Rosiers, situé à l'extrémité NE de la Gaspésie (Slivitzky, 1984), et avec le Mélange de Cap Chat, situé sur la côte nord de la Gaspésie (St-Julien & Hubert, 1975). Logan, en 1846, a d'ailleurs mentionné cette corrélation avec les shales de Cap des Rosiers. L'*unité 6a* que nous avons cartographiée au sein du Mélange de la rivière du Milieu correspond typiquement aux lithologies de la Formation de Dalibaire (Biron, 1982) reprises dans les mélanges du nord de la Gaspésie, soit : du shale rubané vert et noir et du siltstone calcarodolomitique. Un âge Arénigien, donné par les conodontes dans un bloc de siltstone calcareux du Mélange de la rivière du Milieu (Nowlan, 1985) appuie la corrélation avec les lithologies du Dalibaire, d'âge également Arénigien. L'*unité 6b* du Mélange de la rivière du Milieu contient typiquement des blocs de grès lithiques dérivant du Neckwick. De la même manière, nous avons observé, dans le Mélange de Cap des Rosiers et dans le Mélange de Cap Chat, des blocs de grès lithiques du Tourelle dans une matrice de shale vert et noir. Par ailleurs, l'association cartographique du Mélange de la rivière du Milieu et du Neckwick se retrouve dans le nord de la Gaspésie, entre les différents mélanges précités et la Formation de Tourelle (Slivitzky, 1984 ; Biron, 1973 ; Biron, 1974).

Dans la région de Québec, le Mélange de la rivière du Milieu peut se corréler avec le Wildflysch de la rivière Etchemin. À Terre-Neuve, on retrouve également des mélanges très semblables dans le « Humber Arm Allochthon » – Rocky Harbour Melange (Williams *et al.*, 1985) – et dans le « Hare Bay Allochthon » – Northwest Arm Formation (Williams, 1975 ; Bostock *et al.*, 1983). Des mélanges semblables sont aussi présents plus au sud dans l'état de New-York – « Taconic or Normanskill Wildflysch » (Vollmer, 1981 ; Bosworth & Vollmer, 1981) – et en Pennsylvanie – « Wildflysch de Martinsburg » (Alterman, 1969 ; Zen, 1972).

Tous ces mélanges au sein des Appalaches sont interprétés comme étant associés à la mise en place des unités allochtones taconiques.

Ces mélanges sont interprétés comme étant associés à la mise en place des unités allochtones taconiques.

FORMATION DE DUBUC

La Formation de Dubuc ne semble pas avoir d'équivalent connu au sein des Appalaches, mis à part peut-être une partie de la Formation de Garin, située au sommet du Groupe d'Honorat et qui affleure au nord et à l'ouest du Mictaw (Malo, en préparation). Elle comprend des lithologies ressemblant au ruisseau à Dubuc, soit : essentiellement des mudstones gris foncé avec des niveaux de grès, de siltstone, de calcaire silteux et quelques conglomérats (Malo, 1983). Les grès sont riches en fragments métamorphiques ce qui les rend pétrographiquement comparables aux grès du ruisseau à Dubuc. La Formation de Dubuc est d'âge Llandeilien (Zone à *Gliptograptus teretiusculus* à Zone à *Nemagraptus gracilis*), tandis que la faune la plus ancienne que l'on connaisse dans la Formation de Garin est d'âge Caradocien (Zone à *Climacograptus spiniferus*) (Malo, en préparation). Il est possible que la Formation de Garin se situe stratigraphiquement au-dessus et en continuité avec la Formation de Dubuc, toutes deux dérivant probablement d'une source commune de nature principalement métamorphique.

Zones de mélange

MÉLANGE OPHIOLITIQUE DE NADEAU

Le Mélange ophiolitique de Nadeau a été comparé au troisième chapitre, avec le Mélange ophiolitique du mont de la Serpentine, situé près de Gaspé. Suite à cette comparaison, il apparaît que ces deux mélanges sont structuralement et pétrographiquement assez semblables ; ils se sont probablement formés dans un environnement géotectonique comparable. Tous deux contiennent des schistes et des grès métamorphiques qui proviendraient du socle cristallin du « Chain Lakes Terrane ». Ce point, comme nous le verrons plus loin, est important pour localiser la position de la ligne de suture Baie Verte–Brompton en Gaspésie.

La corrélation avec le Mélange ophiolitique du lac Montjoie est moins directe à cause de la différence de composition des blocs en présence. Il semble toutefois que ces deux mélanges occupent une position structurale semblable dans les Appalaches du Québec et qu'ils se situent sur la ligne Baie Verte–Brompton. À Terre-Neuve, nous n'avons reconnu aucun mélange ophiolitique comparable au Mélange ophiolitique de Nadeau et comportant une matrice de serpentinite et de péridotite tectonique.

Au troisième chapitre, nous avons également mentionné une corrélation entre un bloc d'amphibolite et de métagrès tufacé contenant des zircons de 1,4 à 1,8 Ga dans le Mélange ophiolitique de Nadeau et des lithologies comparables présentes dans le Massif du « Chain Lakes », au NW du Maine. Le métagrès tufacé à feldspaths blancs est un des faciès caractéristiques du « Chain Lakes » et l'amphibolite foliée du mont Castle, dans le Mélange ophiolitique de Nadeau, ressemble beaucoup à la « Snow Mountain Amphibolite » du « Chain Lakes ». L'amphibolite du « Chain Lakes », tout comme au mont Castle, devient très bréchique dans la région de « Kibby Mountain » (G. Boone, communication orale, 1984). L'âge de 1,4 à 1,8 Ga indiqué par les zircons dans le métagrès du mont Castle correspond à l'âge donné pour le Massif du « Chain Lakes » (Naylor *et al.*, 1973) et vient donc confirmer les corrélations lithologiques.

MÉLANGE DE LA RIVIÈRE PORT-DANIEL

Le Mélange de la rivière Port-Daniel, décrit au quatrième chapitre, a été corrélé avec les mélanges qui longent la ligne Baie Verte–Brompton (Williams & St-Julien, 1982). La partie centre-sud du mélange, qui possède une matrice de « pebbly mudstone » vert et noir, à blocs de serpentinite et de siltstone dolomitique, ressemble en effet beaucoup à la Formation de Saint-Daniel (St-Julien & Hubert, 1975 ; Cousineau & St-Julien, 1986) qui affleure dans la région de Thetford-Mines et à la « Hurricane Mountain Formation » qui est un équivalent plus au sud, dans l'état du Maine. À Terre-Neuve, le long de la ligne Baie Verte–Brompton, on retrouve un mélange équivalent à la base du « Flatwater Group » (Williams & St-Julien, 1982).

La partie nord du Mélange de la rivière Port-Daniel est cependant lithologiquement différente ; sa matrice se compose à cet endroit d'une séquence de chert rouge et vert et de shale – grès – conglomérat rouge. Ces lithologies ressemblent à celles de la brèche de Coleraine et aux sédiments qui surmontent les roches de la séquence ophiolitique dans la région de Thetford-Mines (Hébert & Laurent, 1979).

Conclusion : nouveau tracé de la ligne Baie Verte – Brompton

Les corrélations effectuées entre les roches de la boutonnière de Maquereau-Mictaw et les roches cambro-ordoviciennes du nord de la Gaspésie permettent de préciser le tracé de la ligne Baie Verte–Brompton au sein de la péninsule gaspésienne (figure 39). Le Groupe de Maquereau se corrèle avec le Groupe des Shickshocks ; ces deux unités représentent des faciès de rift, à la base de la séquence appalachienne, sur la marge nord-américaine. La Formation de Neckwick, à la base du Mictaw, correspond à un flysch orogénique et se corrèle lithologiquement avec la Formation de Tourelle. Le Mélange de la rivière du Milieu, associé au Neckwick, se corrèle avec les mélanges de Cap des Rosiers et de Cap Chat, associés au Tourelle (figure 39). Enfin, le Mélange ophiolitique de Nadeau se corrèle avec le Mélange ophiolitique du mont de la Serpentine. Ainsi, presque toutes les unités de la boutonnière de Maquereau-Mictaw trouvent leur équivalent dans le Cambro-Ordovicien du nord de la Gaspésie.

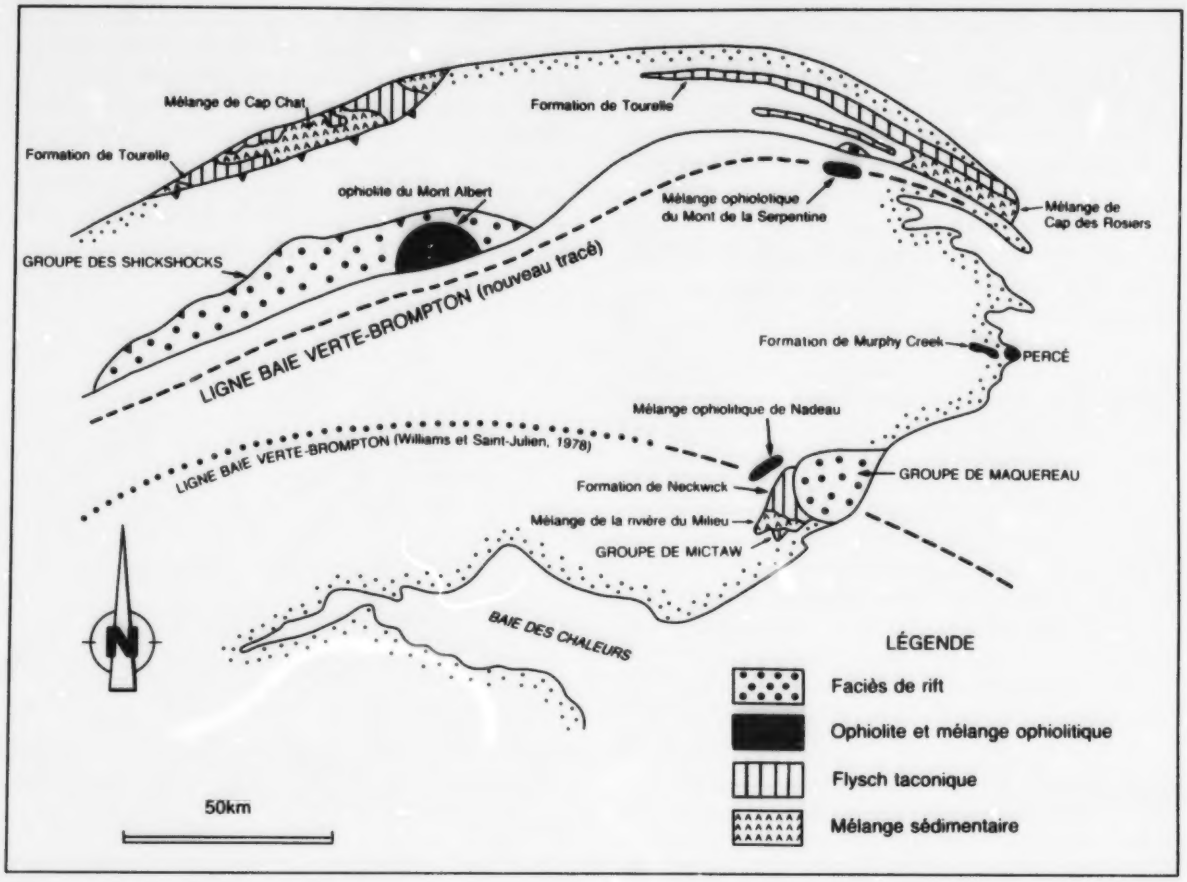


FIGURE 39 – Corrélations lithostratigraphiques au sein des unités cambro-ordoviciennes de la Gaspésie, suggérant un nouveau tracé pour la ligne Baie Verte – Brompton dans cette région.

Initialement, la ligne Baie Verte-Brompton, trace de la suture continent-océan, traversait la Gaspésie suivant un tracé EW pour atteindre la boutonnière de Maquereau-Mictaw (Williams, 1978 ; Williams & St-Julien, 1978 et 1982). Selon ces auteurs : « *The Baie Verte-Brompton line has an aeromagnetic signature that results mainly from the presence of its ophiolitic rocks* » (Williams & St-Julien, 1982, p. 179). En observant la carte magnétique des Appalaches dans le secteur de la Gaspésie (Zietz *et al.*, 1980), il apparaît qu'une anomalie aéromagnétique longe approximativement la limite sud des unités cambro-ordoviciennes du nord de la Gaspésie. Cette anomalie représenterait, à notre avis, le nouveau tracé de la ligne Baie Verte – Brompton. Une anomalie gravimétrique souligne également la limite sud des unités cambro-ordoviciennes et se prolonge en mer, au large de Percé (Haworth *et al.*, 1980). La présence du Mélange ophiolitique du mont de la Serpentine, situé au NW de Gaspé, vient appuyer le nouveau tracé que nous proposons pour cette ligne de suture taconique en Gaspésie. Nous pensons en effet, que la ligne de suture doit passer par ce mélange qui contient des blocs métamorphiques exotiques de type « Chain Lakes ». Nous expliquerons au chapitre suivant la discontinuité actuelle de la ligne Baie Verte-Brompton en Gaspésie, par un décrochement dextre acadien affectant la péninsule gaspésienne. Entre la Gaspésie et les Cantons de l'Est, le tracé de la ligne Baie Verte-Brompton passe probablement par les écailles de serpentinite de la Rédemption, qui affleurent à 25 km à l'est de Rimouski, et de Saint-Omer de l'Islet, à 30 km à l'est de Montmagny.

Dans ce chapitre, nous avons mis en évidence des litho-corrélations assez précises au sein des unités cambro-ordoviciennes de la Gaspésie. D'autres corrélations existent. St-Julien corrèle le contexte tectonostratigraphique de la boutonnière Maquereau-Mictaw avec les roches de la région de Thetford-Mines dans les Cantons de l'Est : « *The lithic units and structural relations within the Mictaw-Maquereau inlier are identical to those of Thetford Mines Area* » (Williams & St-Julien, 1982, p. 190). Plus

précisément, St-Julien décrit ces corrélations : « *The structure and stratigraphy in the vicinity of the Bécancour dome are identical to those in the North Port-Daniel River area of Gaspé. In both areas, circular horsts of polydeformed and metamorphosed feldspathic sandstones are surrounded by a characteristic fault breccia and by olistostromal melanges with ophiolite components. The melanges, in turn, are overlain by Middle Ordovician flysch sequences ; the Magog Group in the Thetford Mines area, and the Mictaw Group in southern Gaspé* » (Williams & St-Julien, 1982, p. 196).

En accord avec St-Julien, nous pensons que la région de la boutonnière Maquereau-Mictaw et celle de Thetford-Mines occupent une position structurale identique au sein des Appalaches du Québec, et sont toutes deux situées le long de la suture taconique (ligne Baie Verte–Brompton). Cependant, au point de vue purement lithologique et comme nous l'avons mentionné précédemment, le Groupe de Mictaw n'est pas un équivalent direct du Groupe de Magog, bien que tous deux représentent des séquences orogéniques d'avant-arc.

Évolution paléogéographique et structurale de la boutonnière de Maquereau-Mictaw

Évolution paléogéographique

La figure 40 donne l'évolution des faciès sédimentaires dans la boutonnière de Maquereau-Mictaw.

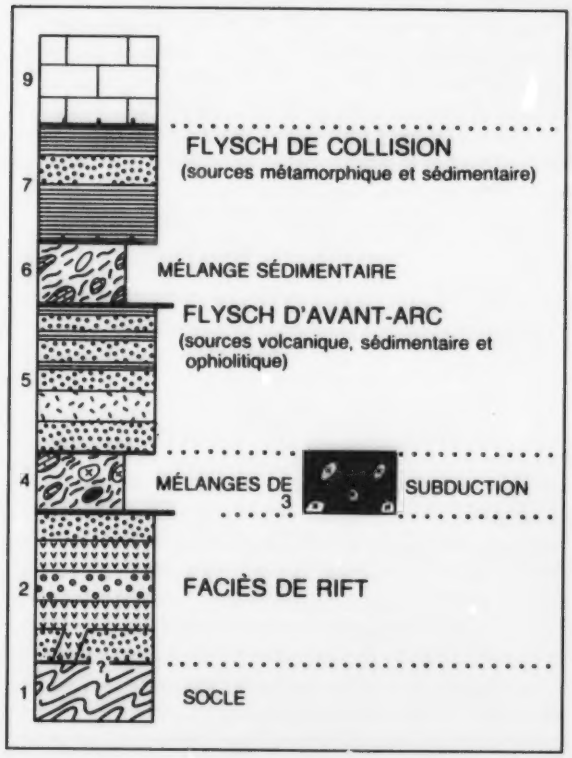


FIGURE 40 – Évolution des faciès sédimentaires dans la boutonnière de Maquereau-Mictaw.

SOCLE GRENVILLIEN

La séquence de roche étudiée débute au Précambrien (Hélikien) avec un copeau d'orthogneiss et d'amphibolite du socle grenvillien, correspondant à un fragment de la croûte continentale nord-américaine. Les points suivants nous conduisent à interpréter ce copeau comme une partie du socle grenvillien : 1) l'orthogneiss est daté à 998 Ma ; 2) le copeau se compose de roches métamorphiques au faciès amphibolite ; 3) l'orthogneiss et l'amphibolite sont deux lithologies très communes dans le Grenville.

GROUPE DE MAQUEREAU

Le Groupe de Maquereau, d'âge Hadrynien à Cambrien inférieur (?), correspond à une séquence volcano-sédimentaire déposée sur le socle grenvillien, dans un environnement de rift, précédant l'ouverture de l'océan proto-Atlantique. Les points suivants supportent une telle interprétation : 1) le Maquereau se compose de grès très feldspathique, de pélite, de conglomérat à cailloux granitiques et de basalte ; ces unités lithologiques sont le plus souvent lenticulaires avec des variations rapides de la granulométrie, indiquant une instabilité tectonique dans la région source ; 2) la présence des basaltes en coulées ou en dyke suggère un environnement en tension ; 3) les basaltes ont des compositions de tholéiite à tendance parfois alcaline et sont caractéristiques des zones de rift (Girod, 1978) ; 4) les grès du Maquereau, essentiellement quartzo-feldspathiques, dérivent d'une source continentale assimilable au socle grenvillien ; 5) les conglomérats du Maquereau contiennent des roches ignées dérivant du socle grenvillien de même que des roches volcaniques et sédimentaires recyclées à partir du Maquereau ; ces dernières indiquent des mouvements tectoniques contemporains de la sédimentation, mettant en érosion des roches du Maquereau précédemment déposées.

Le Groupe de Maquereau, déposé sur le socle grenvillien, représente un faciès de la marge continentale nord-américaine et il appartient à la Zone de Humber définie par Williams (1978 et 1979). Ce groupe est génétiquement associé à un épisode de « rifting » précédant l'ouverture de l'océan proto-Atlantique (Wilson, 1966), et il correspond à un environnement géodynamique en tension. Par conséquent, l'environnement du Maquereau se distingue fondamentalement de la séquence ordovicienne qui le surmonte et qui, elle, est associée à un environnement géodynamique en compression.

MÉLANGE OPHIOLITIQUE DE NADEAU

Le Mélange ophiolitique de Nadeau et le Mélange de la rivière Port-Daniel, d'âge Ordovicien précoce, sont en contact de faille avec le Maquereau. Ce sont les premiers faciès d'un régime en compression qui accompagne la fermeture de l'océan proto-Atlantique. Contenant des lithologies océaniques, ils appartiennent à la Zone de Dunnage (Williams, 1978, 1979) et en sont les témoins. Les deux mélanges n'ont aucune affinité lithologique avec les roches de la marge nord-américaine ; ils sont le résultat de la subduction vers le SE de la croûte océanique (Zone de Dunnage) sous le microcontinent du « Chain Lakes Terrane » qui est situé au SE de la marge nord-américaine.

Voyons les arguments qui ont conduit à cette interprétation en considérant tout d'abord le Mélange ophiolitique de Nadeau. Ce mélange contient des lithologies océa-

niques profondes représentées par des péridotites tectoniques et des serpentinites qui constituent la matrice du mélange. Il contient aussi quelques blocs de roche volcanique basique d'affinité ophiolitique. La grande majorité des blocs correspond cependant à des lithologies de croûte continentale : granite, granodiorite, métagrès et amphibolite. Le Mélange ophiolitique de Nadeau, qui comprend des lithologies océaniques et continentales, se serait formé le long d'une limite océan-continent. L'océan correspond à la croûte océanique proto-Atlantique (Zone de Dunnage) et le continent correspond à une croûte continentale distincte du socle grenvillien. En effet, les granites et granodiorites du Mélange ophiolitique de Nadeau sont, d'un point de vue géochimique, très différents de l'orthogneiss du socle grenvillien, et les blocs de métagrès et d'amphibolite inclus dans le mélange se corrèlent lithologiquement avec des roches équivalentes dans le Massif du « Chain Lakes », au centre-ouest du Maine. Des âges de 1,4 à 1,8 Ga pour les zircons dans le métagrès confirment cette corrélation avec le Massif du « Chain Lakes », lequel a donné des âges d'environ 1,5 Ga (Naylor *et al.*, 1973). Ces âges excluent toute corrélation entre le « Chain Lakes » et le socle grenvillien de la marge nord-américaine. Le « Chain Lakes » représente donc un « suspect terrane » (Coney *et al.*, 1980) situé au SE du continent nord-américain (Williams & Hatcher, 1982 et 1983 ; Zen, 1983). Le Mélange ophiolitique de Nadeau est interprété comme un mélange de subduction profond à la limite Zone de Dunnage – Chain Lakes. Un métamorphisme de basse température et à pression relativement élevée appuie cette hypothèse ; il est indiqué par la présence de stilpnomélane et de pumpellyite non ferrifère dans les granitoïdes, par des phénomènes d'autobréchification, et par la présence de textures cataclastiques dans toutes les lithologies du mélange.

MÉLANGE DE LA RIVIÈRE PORT-DANIEL

Le Mélange de la rivière Port-Daniel apporte lui aussi plusieurs arguments en faveur d'une subduction vers le SE de la croûte océanique (Zone de Dunnage) sous la croûte continentale du « Chain Lakes ». Les lithologies présentes au sein du Mélange de la rivière Port-Daniel et sa structure, nous ont conduits à l'interpréter comme un mélange de prisme d'accrétion. Il contient en effet des lithologies typiquement océaniques, soit : sédiments hémipélagiques (radiolarite et chert manganésifère), roche volcanique ophiolitique, serpentinite, ophicalcite. Il contient aussi des lithologies d'affinité continentale telles que : granite, conglomérat à cailloux de granite et de gneiss granitique, métagrès, amphibolite et grès micacé quartzo-feldspathique. Le Mélange se situe donc à la limite d'un domaine continental et d'un domaine océanique, et il contient beaucoup de lithologies communes à d'autres mélanges de prisme d'accrétion (Bailey *et al.*, 1964 ; Irwin, 1972 ; Mullen, 1985). D'autre part, le Mélange de la rivière Port-Daniel possède les caractéristiques structurales d'un mélange de prisme d'accrétion. Il se compose d'une séquence plus ou moins bien stratifiée, d'un mélange à structure chaotique, et contient des lithologies très déformées Ces trois styles structuraux caractérisent en effet un complexe de subduction (Cowan, 1974 ; Dickinson & Seely, 1979).

La croûte continentale présente en bordure du prisme d'accrétion ne correspond pas au socle grenvillien de la marge nord-américaine, puisque : 1) les lithologies du mélange n'ont pas d'affinité avec les roches de la marge nord-américaine ; 2) les blocs de granite et les gneiss granitiques des conglomérats ne présentent aucune affinité géochimique avec ceux du socle grenvillien ; par contre, ils sont chimiquement très proches des roches granitiques du Mélange ophiolitique de Nadeau qui dériverait du « Chain Lakes Terrane » ; 3) les grès de la partie nord du mélange sont quartzo-feldspathiques et très micacés et ils dérivent d'une source continentale (plutonique et/ou métamorphique) et localement volcanique, compatible avec le « Chain Lakes ». Ils ne dérivent sûrement pas des sédiments de la marge nord-américaine de type Maquereau puisque la biotite est abondante dans les grès du mélange et quasi-absente dans le Maquereau.

* * *

Le Mélange ophiolitique de Nadeau et le Mélange de la rivière Port-Daniel documentent l'existence, à l'Ordovicien inférieur, d'un environnement de subduction vers le SE de la croûte océanique (Zone de Dunnage), sous un microcontinent appelé « Chain Lakes Terrane ». Le milieu de dépôt des roches du Groupe de Mictaw, qui surmontent le Mélange de la rivière Port-Daniel, cadre très bien avec l'environnement géodynamique suggéré par les mélanges. L'étude stratigraphique et pétrographique du Mictaw permet de préciser l'évolution de cet environnement durant l'Ordovicien moyen.

GROUPE DE MICTAW

La Formation de Neckwick, à la base du Groupe de Mictaw, est une séquence de type flysch déposée dans une région d'avant-arc, bordant une marge continentale active. L'environnement d'avant-arc est suggéré par les points suivants : 1) la discordance du Neckwick sur le Mélange de la rivière Port-Daniel interprété comme un mélange de prisme d'accrétion ; 2) la composition des grès du Neckwick qui sont riches en fragments volcaniques ; 3) la proportion importante de matériel volcanique dans les microconglomérats ; 4) la présence de tufs acides interstratifiés avec les grès du Neckwick.

La Formation de Neckwick correspond à une séquence à turbidites proximales déposées dans un environnement de cônes sous-marins (« mid-fan »), dans la fosse de subduction (« trench fill »). Très peu de « slumps » sont présents dans la séquence. Nous pensons que le Neckwick s'est déposé dans la fosse de subduction plutôt que dans un bassin d'avant-arc, séparé de la fosse

par le prisme d'accrétion surélevé (Dickinson & Seely, 1979). La raison en est que le Neckwick, discordant sur le Mélange de la rivière Port-Daniel, est aussi discordant sur les brèches du Maquereau qui s'interstratifient localement avec les grès du Neckwick. Il faut donc envisager un environnement de dépôt du Neckwick où le Maquereau et le Mélange de la rivière Port-Daniel puissent être présents. La fosse de subduction est, à ce point de vue, un environnement préférable au bassin d'avant-arc car, dans ce dernier cas, le Maquereau aurait été incorporé au prisme d'accrétion. Par ailleur, les mudstones cherteux discordants sur le Mélange de la rivière Port-Daniel indiquent une sédimentation hémipélagique à la base du Neckwick, ce qui est en faveur d'un environnement de « trench fill » (Lash, 1985 ; Piper *et al.*, 1973 ; Dickinson, 1982).

La double discordance que nous venons de mentionner est de toute première importance pour préciser l'environnement géodynamique à l'Ordovicien moyen. Elle signifie que le Neckwick s'est déposé aux abords de la marge continentale nord américaine (discordance sur le Maquereau) ; elle signifie également que la croûte océanique a disparu à cette époque puisque le Neckwick repose à la fois sur les roches du prisme d'accrétion (Mélange de la rivière Port-Daniel) et sur les roches représentant les faciès de rift de la marge nord-américaine (Groupe de Maquereau) (Dickinson, 1974).

Par ailleurs, l'interstratification des brèches du Maquereau avec les radiolarites et les grès au sommet du Mélange de la rivière Port-Daniel, près du camp Honey-Moon, indique que la croûte océanique avait déjà disparu à cette époque (fin de l'Ordovicien précoce), pour permettre aux roches de la marge nord-américaine de s'interstratifier avec celles du Mélange de la rivière Port-Daniel. Cette relation indique aussi que le Maquereau se trouvait, à l'Ordovicien précoce, dans un milieu marin profond où se déposaient des radiolarites, à la limite de la croûte océanique ; il s'agit d'un environnement tout à fait compatible avec une zone de subduction. La position structurale particulière de cette séquence au sein du prisme de sédimentation nord-américain peut expliquer l'absence de toute la séquence Cambrien moyen-Ordovicien inférieur, qui existe dans le nord de la Gaspésie (Biron, en préparation) et dans la région du Bas du Fleuve (Vallières, 1984), dans une partie du prisme originellement située plus près du continent nord-américain.

Les données de paléocourants recueillies dans les grès du Neckwick suggèrent une source située au sud, avec des courants dirigés du sud vers le nord. La présence d'un arc volcanique au sud est compatible avec l'environnement de subduction envisagé précédemment.

La composition pétrographique des grès du Neckwick indique que leur source était principalement volcanique, mais aussi sédimentaire et ophiolitique. La source des sédiments doit correspondre principalement aux reliefs volcaniques causés par la subduction et aussi, mais dans une moindre mesure, aux roches sédimentaires et ophiolitiques du prisme d'accrétion entaillé par les canyons. C'est par ces canyons que le matériel détritique, en provenance des reliefs volcaniques, est transporté dans la fosse de subduction (Underwood & Karig, 1980). L'étude des fragments volcaniques, très abondants dans les microconglomérats du Neckwick, indique que la source volcanique était essentiellement de composition intermédiaire à acide. Ce type de volcanisme caractérise les marges continentales actives. Par ailleurs, la présence de tufs rhyolitiques au sein du Neckwick suggère également un tel environnement. De plus, le rapport $K_2O/Na_2O = 1$ observé dans les grès du Neckwick est, selon Potter (1978), caractéristique des grès dérivant d'une marge continentale active.

En conclusion de son étude pétrographique sur les grès du Tourelle, que nous corrélons avec les grès du Neckwick, Hiscott (1978) envisage une source de type marge continentale active, très semblable à celle des grès du Neckwick qu'il *« identifie de façon probable aux volcaniques de Tétagouche du Cambrien à l'Ordovicien moyen du nord du Nouveau-Brunswick »*. Nous ne pensons pas qu'une telle source soit envisageable (De Broucker & St-Julien, 1985b), car les fragments volcaniques dans le Tourelle et le Neckwick sont de composition essentiellement intermédiaire à acide, alors que les roches volcaniques du Tétagouche ont une composition typiquement bimodale et sont constituées de basalte et de rhyolite (Whitehead & Goodfellow, 1978 ; Fyffe, 1982 et 1985). Le Groupe de Tétagouche a été récemment interprété comme s'étant déposé dans un rift de milieu continental, dans une position d'arrière-arc liée à une zone de subduction plongeant vers le SE (Fyffe, 1985). Le socle du Tétagouche n'est pas identifié de façon certaine, de sorte qu'il n'est pas possible de dire si la marge active que nous postulons, et qui implique le socle « Chain Lakes », appartient ou non au socle du Tétagouche.

Les **filons-couches de diabase**, présents à la base du Neckwick, peuvent représenter des injections de matériel basaltique liées à une phase de tension dans la région d'avant-arc.

Le **Mélange de la rivière du Milieu** est un mélange sédimentaire en contact de faille avec les grès du Neckwick. Il s'est formé à la suite de mouvements tectoniques, postérieurs au dépôt du Neckwick, qui sont la conséquence du rapprochement et d'un début de collision de la marge continentale active contre la marge nord-américaine. Dans ce processus, des chevauchements vers le NW sont envisageables et entraînent la formation de mélanges sédimentaires qui sont tectonisés par la progression des unités allochtones (Bosworth & Vollmer, 1981). La présence de blocs de grès lithiques du Neckwick dans le Mélange de la rivière du Milieu est en faveur d'un tel processus. Le Mélange de la rivière du Milieu n'est pas un mélange de prisme d'accrétion comme le Mélange de la rivière Port-Daniel. Il ne contient que des

lithologies sédimentaires dérivant d'un même bassin ; aucune lithologie océanique ou exotique n'y est présente.

En discordance sur le Mélange de la rivière du Milieu s'est déposée la **Formation de Dubuc**, d'âge Llandeilien, qui constitue le sommet du Groupe de Mictaw. Cette formation se compose d'un flysch contemporain de la collision de la marge continentale active du « Chain Lakes Terrane » avec la marge nord-américaine. La séquence débute par une sédimentation pélagique calme, représentée par des shales à septaria. Progressivement, l'apport terrigène devient de plus en plus important et donne lieu, vers le sommet de la formation, à une séquence grès-shale de type flysch, entaillée par des conglomérats très grossiers représentant des « debris flows ». La Formation de Dubuc constitue donc une « coarsening-upward sequence » ; ce type de séquence est souvent décrit dans les environnements de subduction (Dickinson & Seely, 1979 ; Moore & Karig, 1980 ; Lash, 1985).

Les grès du Dubuc sont des arénites lithiques très riches en quartz et en fragments de schistes métamorphiques atteignant le faciès à biotite-grenat-sillimanite. Leur composition indique une provenance à partir d'un terrain métamorphique en grande partie métasédimentaire, qui correspond, à notre avis, au « Chain Lakes Terrane ». Plusieurs points permettent d'avancer cette hypothèse : 1) le socle grenvillien n'est pas envisagé comme source des grès métamorphiques, car les schistes à sillimanite y sont rares (W. Trzcienski, communication orale, 1985) ; de plus les grès du Maquereau qui dérivent du socle grenvillien sont très différents des grès du Dubuc ; 2) les fragments de schistes métamorphiques du Dubuc ont des paragénèses très semblables aux roches du « Chain Lakes Massif » (G. Boone, communication orale, 1985) ; 3) la présence de blocs du « Chain Lakes » dans le Mélange ophiolitique de Nadeau indique que le socle « Chain Lakes » se situait au SE de la région étudiée, à l'Ordovicien inférieur ; ce socle pouvait donc entrer en collision avec la marge nord-américaine et représenter la source des fragments métamorphiques constituant ces grès ; 4) les schistes métamorphiques des grès de Dubuc sont très semblables aux schistes et métagrès de type « Chain Lakes » du Mélange ophiolitique de Nadeau, et du Mélange ophiolitique du mont de la Serpentine ; 5) les conglomérats du ruisseau à Dubuc contiennent des fragments métamorphiques de type « Chain Lakes » et des fragments sédimentaires des unités sous-jacentes.

Les grès du Mictaw sont très lithiques. Dans le flysch du Neckwick, ils sont riches en fragments volcaniques, et dans le flysch de Dubuc, ils sont riches en fragments métamorphiques. La source change de façon radicale dans une courte période de temps, soit du Llanvirnien au Llandeilien. Ce phénomène est tout à fait caractéristique des dépôts associés aux environnements de subduction (Stewart, 1976 ; Leggett, 1980) et de collision.

Les sédiments synorogéniques du Mictaw et l'ensemble des roches de la boutonnière de Maquereau-Mictaw ont échappé aux déformations intenses et au métamorphisme reliés habituellement à une collision continentale. Le tracé irrégulier des deux marges continentales en collision peut expliquer la formation de bassins sédimentaires synorogéniques, protégés des déformations intenses (Dewey, 1977).

SÉQUENCE ORDOVICIEN SUPÉRIEUR – CARBONIFÈRE

La séquence stratigraphique surmontant le Groupe de Mictaw se poursuit en dehors de la boutonnière de Maquereau-Mictaw par la Formation de Garin, du Groupe d'Honorat, qui se compose d'une séquence de mudstone, de grès et de conglomérat de l'Ordovicien supérieur, contemporaine de la fin de la collision continentale entre le « Chain Lakes Terrane » et la marge nord-américaine. Puis s'installe, à l'Ordovicien tardif et au Silurien précoce, une sédimentation carbonatée de bassin, correspondant au Groupe de Matapédia. Au Silurien, le Groupe de Chaleurs se dépose en milieu de plate-forme active. Ce groupe comprend une séquence essentiellement siliciclastique avec des niveaux de calcaires récifaux. Après les déformations acadiennes du Dévonien moyen et supérieur, en milieu continental, les conglomérats et grès rouges de la Formation de Bonaventure se déposent en discordance sur l'ensemble de la séquence cambro-silurienne.

MODÈLE PROPOSÉ

À partir de l'évolution paléogéographique décrite ci-dessus, nous avons représenté schématiquement sur la figure 41 les principales étapes de cette évolution.

À l'Hadrynien, un rift s'installe au sein de la croûte continentale nord-américaine représentée par le socle grenvillien. Des grès très feldspathiques, des conglomérats à cailloux granitiques et des pélites se déposent. Ces matériaux proviennent d'une source tectoniquement active, ce qui est dû au basculement de blocs le long des failles normales listriques développées par le processus de « rifting ». Des tholéiites à tendance parfois alcaline s'interstratifient dans la séquence sédimentaire, des dykes de même composition recoupent localement la séquence. Cette époque correspond au dépôt du Groupe de Maquereau.

Au début du Cambrien a lieu l'ouverture océanique du proto-Atlantique avec génération de croûte océanique en bordure de la marge continentale nord-américaine. À cette époque, le Groupe de Maquereau doit se trouver à l'extrémité SE du prisme de sédimentation de la marge passive de type atlantique, c'est-à-dire au contact de la croûte océanique.

Au Cambrien supérieur et/ou à l'Ordovicien inférieur débute la fermeture de l'Océan proto-Atlantique formé au cours du Cambrien (Hiscott, 1978 ; Vallières, 1984 ; Stanley & Ratcliffe, 1985). Les déformations taconiques précoces (« taconique 1 ») et la formation de mélange de subduction – Mélange ophiolitique de Nadeau et Mé-

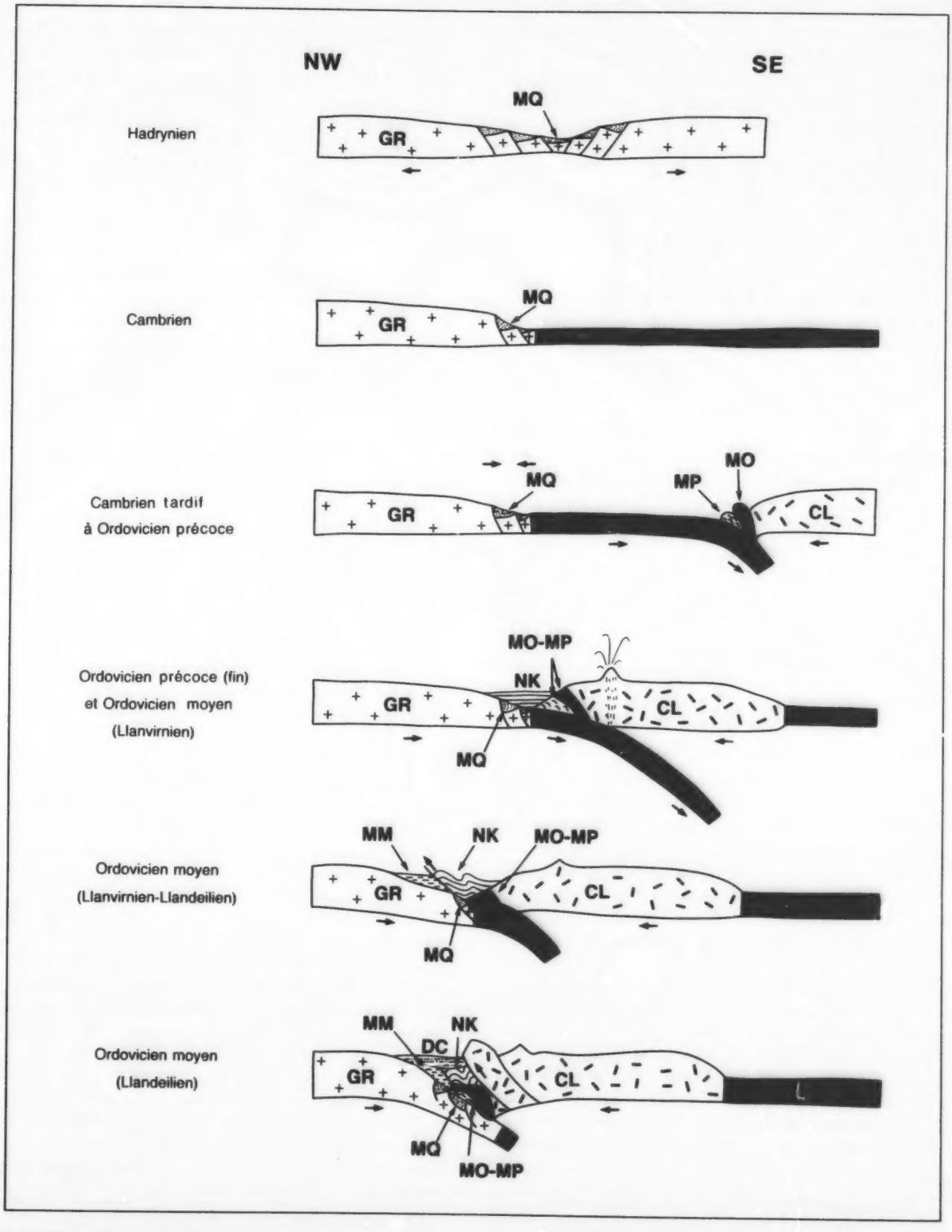


FIGURE 41 – Coupes schématiques illustrant l'évolution tectonique de la marge nord-américaine, durant la période Hadrynien-Ordovieicn moyen, à partir de l'étude de la boutonnière Maquereau-Mictaw. GR = socle grenvillien, CL = *Chain Lakes Terrane*, MQ = Groupe de Maquereau, MO = Mélange ophiolitique de Nadeau, MP = Mélange de la rivière Port-Daniel, NK = Formation de Neckwick, MM = Mélange de la rivière du Milieu, DC = Formation de Dubuc.

lange de la rivière Port-Daniel – attestent d'un environnement géodynamique en compression. Vallières (1984, p. 287) relie la déstabilisation de la marge continentale nord-américaine, au Cambrien supérieur, à la convergence des plaques continentale et océanique. La subduction s'effectue vers le SE, sous une croûte continentale correspondant au « Chain Lakes Terrane ». À l'Ordovicien inférieur (Arénigien), une partie de la croûte océanique subit une obduction vers le continent nord-américain (Laurent, 1982 ; Stevens, 1970 ; St-Julien & Hubert, 1975 ; Hiscott, 1978). La péridotite du Mont Albert, dans le nord de la Gaspésie, constitue un bel exemple de cette obduction (Beaudin, 1984).

Dans les modèles précédents, une controverse existait en ce qui concerne le pendage de la zone de subduction. Plusieurs auteurs ont envisagé une subduction vers le NW, sous le continent nord-américain (Dewey, 1969, 1974 ; Bird & Dewey, 1970 ; St-Julien & Hubert, 1975 ; Poole, 1976). D'autres auteurs, se basant sur l'absence d'intrusion ignée et de volcanisme associés à la marge nord-américaine, la présence d'arc volcanique au sud de cette marge, le mécanisme d'obduction, l'augmentation de K_2O vers l'est dans la Zone de Dunnage et une zonation des minéralisations, favorisent un modèle où la zone de subduction plonge vers le SE (Williams & Stevens, 1974 ; Strong *et al.*, 1974 ; Laurent, 1975, 1977, 1982 ; Hiscott, 1978 ; Rowley & Kidd, 1981 ; Fyffe, 1985 ; Stanley & Ratcliffe, 1985). Dickinson (1971) apporte des arguments pour distinguer entre une subduction plongeant sous le continent ou vers l'océan. L'environnement géotectonique reconstitué par l'étude des mélanges et des sédiments du Groupe de Mictaw appuie nettement la probabilité d'une subduction vers le SE, sous une marge continentale active.

À la fin de l'Ordovicien inférieur, la croûte océanique adjacente à la marge nord-américaine disparaît par subduction sous le « Chain Lakes Terrane » qui progresse en direction du socle grenvillien. On en a pour preuve l'accolement tectonique des mélanges de subduction au Groupe de Maquereau. Toutefois, à cette époque, la croûte océanique du proto-Atlantique existe toujours au SE du « Chain Lakes Terrane ». Le volcanisme intraocéanique dans la Zone de Dunnage à Terre-Neuve, daté de l'Ordovicien inférieur et moyen (Williams & Stevens, 1974 ; Williams, 1979), en est la preuve. À l'Ordovicien moyen (Llanvirnien), le flysch de la Formation de Neckwick se dépose en discordance sur le Maquereau et le Mélange de la rivière Port-Daniel. Ce flysch, riche en fragments volcaniques, correspond à une séquence à turbidite proximale, déposée dans une région d'avant-arc – fossé de subduction – et bordant une marge continentale active.

Un peu plus tard, à l'Ordovicien moyen (limite Llanvirnien-Landeilien), la progression du prisme d'accrétion vers la marge nord-américaine entraîne la boutonnière Maquereau-Mictaw dans des mouvements chevauchants, ce qui conduit à la formation du Mélange de la rivière du Milieu à la semelle d'un chevauchement représenté par la Faille de la rivière du Milieu.

À l'Ordovicien moyen (Llandeilien), la Formation de Dubuc se dépose en discordance sur le Mélange de la rivière du Milieu. Les grès de cette formation, qui sont très riches en fragments métamorphiques, indiquent qu'ils appartiennent à un flysch contemporain de la collision du « Chain Lakes Terrane » – source des fragments métamorphiques – avec la marge continentale nord-américaine.

Discussion

Le modèle présenté s'accorde d'un point de vue géodynamique avec plusieurs modèles proposés dans les Appalaches, à partir de l'étude des flyschs ordoviciens (Hiscott, 1978 ; Rowley & Kidd, 1981 ; Shanmugam & Lash, 1982). Ces auteurs préconisent une subduction vers le SE et le dépôt des flyschs ordoviciens en bordure ou dans le prisme d'accrétion adjacent à la zone de subduction.

La reconstitution des évènements géodynamiques affectant la marge nord-américaine, telle que présentée à la figure 41, soulève un problème important concernant les socles : à l'Hadrynien, une marge continentale de type Grenville se sépare de la marge continentale nord-américaine, et à l'Ordovicien inférieur et moyen, un socle « exotique » se rapproche et entre en collision avec le socle grenvillien. Une première conclusion s'impose : l'ouverture et la fermeture de l'Océan proto-Atlantique ne correspond pas à un simple mouvement « d'accordéon » entre deux parties d'un même socle. En comparant l'évolution de l'Océan proto-Atlantique à celle de l'Océan Atlantique actuel, Williams (1984) apporte des éléments de réponse. Il est peu probable que l'ouverture de l'Océan proto-Atlantique se soit faite au coeur du socle grenvillien. Cette ouverture a dû se produire à proximité d'une zone de suture ancienne, par exemple à la limite du socle grenvillien et du socle pan-africain, ce qui permet d'expliquer l'existence de socles différents dans les marges continentales de part et d'autre de l'Océan proto-Atlantique. La complexité actuelle de la marge orientale de l'Océan Atlantique, qui recoupe plusieurs socles et provinces structurales anciennes depuis l'Afrique jusqu'aux Iles Britanniques en passant par la France et l'Espagne, est à l'image de la complexité qui prévaut dans les reconstitutions de la marge orientale de l'Océan proto-Atlantique (Williams, 1984, p. 895). Par ailleurs, la présence actuelle de microcontinents au sein de l'Océan Atlantique permet de mieux saisir l'origine des microcontinents, tel le « Chain Lakes Terrane », au sein de l'Océan proto-Atlantique : « *Continental marine Plateaus and islands, e.g., Rockall, Orphan Knoll, Flemish Cap, Bear Island, (...) are just sampling of potential suspect terranes* » (Williams, 1984, p. 896).

Récemment, Neuman (1984) propose une reconstitution paléogéographique des îles de l'Océan proto-Atlantique qu'il documente à partir de l'étude des faunes, essentiellement à brachiopodes, présentes dans des

environnements calcaires péri-insulaires. À l'Arénigien supérieur et au Llanvirnien inférieur, cet auteur distingue des faunes de mer chaude le long de la marge continentale laurentienne (nord-américaine) située à cette époque près de l'équateur, et des faunes de mer plus froide le long de la marge continentale baltique et armoricaine (européenne). Neuman envisage une distance d'environ 3 500 km entre les deux marges correspondant à la largeur de l'Océan proto-Atlantique. À cette époque – fin de l'Ordovicien inférieur et début de l'Ordovicien moyen – d'après la présente étude, le « Chain Lakes Terrane » est tout proche de la marge nord-américaine. Selon la reconstitution de Neuman (figure 42), le « Chain Lakes » se trouverait très éloigné – environ 3 000 km à cette époque – des roches de la partie NE du Maine (Grand Pitch Formation et Shin Brook Formation) qui contiennent des assemblages celtiques et qui affleurent actuellement à 100 km à l'est du « Chain Lakes Massif ». Il en est de même pour les roches du Groupe de Tétagouche, que Neuman place dans sa reconstitution à l'est de celle du Maine (figure 42). Tout comme nous l'avons mentionné antérieurement, cette reconstitution oblige, si elle est exacte, à considérer les roches du Tétagouche et du Maine dans un environnement géotectonique très différent et éloigné de la marge nord-américaine à la fin de l'Ordovicien inférieur, et correspondant à la Zone de Gander (Williams, 1978, 1979). D'après une telle reconstitution, il apparaît donc que le « Chain Lakes Terrane » ne peut être le socle du Groupe de Tétagouche.

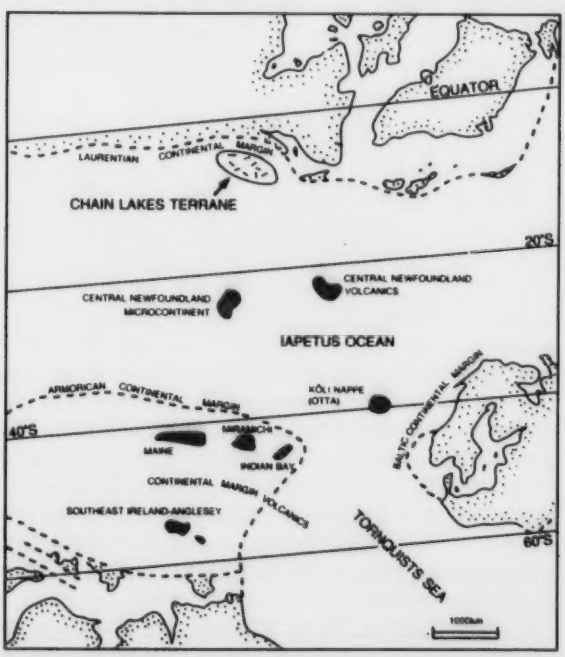


FIGURE 42 – Situation du *Chain Lakes Terrane* au sein de l'Océan proto-Atlantique (*Iapetus*), dans une reconstitution paléogéographique basée sur les faunes à brachiopodes à l'Arénigien-Llanvirnien inférieur. Tiré de Neuman (1984, fig. 1-B).

La distance de 3000 km citée ci-dessus semble impressionnante, mais elle n'est pas irréaliste ; en effet, cette distance va diminuer très rapidement au cours du Llanvirnien et du Llandeilien. Pour Neuman (1984) en effet, les îles de l'Océan proto-Atlantique ont eu une vie courte (séquence peu épaisse de calcaire). À la fin du Llanvirnien, les barrières fauniques qui existaient auparavant entre les assemblages nord-américains et les assemblages celtiques disparaissent et l'auteur observe une abrupte diversification des faunes nord-américaines, sous l'influence du rapprochement des îles qui apportent les faunes péri-insulaires vers l'Amérique du Nord. Cela indique donc une fermeture très rapide de l'océan entre les îles et la marge nord-américaine. C'est ainsi que les faunes du Groupe de Tétagouche au Llandeilien présentent des assemblages mixtes (nord-américain et celtique), indiquant que cette unité s'est rapprochée significativement à cette époque de la marge nord-américaine.

D'après les affleurements actuels du « Chain Lakes » au sein des Appalaches (Maine-Gaspésie), on peut envisager que le « Chain Lakes Terrane » constituait un microcontinent d'une longueur minimale de 600 à 800 km. Comparé aux autres « suspect Terranes » des Appalaches, le « Chain Lakes Terrane » serait le premier à se souder à la marge nord-américaine, à la fin de l'Ordovicien inférieur, ce qui confirmerait le schéma général d'accrétion décrit par Williams & Hatcher (1983) : «*Accretion of the Appalachian orogen progressed from the North American miogeocline outward. The boundaries of the earliest accreted western terranes are marked by melange zones and ophiolite complexes, implying head-on collisions* ».

Évolution structurale

Comme nous venons de présenter l'évolution paléogéographique au sein de la séquence stratigraphique de la boutonnière de Maquereau-Mictaw, nous allons maintenant décrire et résumer les déformations qui affectent cette séquence. Le tableau 5 résume les principales phases de déformation identifiées dans les roches de la boutonnière de Maquereau-Mictaw. Nous les décrirons brièvement, en commençant par les déformations les plus anciennes.

La déformation D1 affecte les roches métamorphiques du copeau de socle grenvillien. Elle correspond à un épisode magmatique daté à 998 Ma, durant lequel l'orthogneiss s'est injecté dans l'amphibolite, suivi d'un épisode de métamorphisme au faciès amphibolite, transformant la roche intrusive en orthogneiss. Cette déformation D1, d'âge Hélikien, correspond à l'orogénèse grenvillienne.

Les déformations D2 à D6 affectent le Groupe de Maquereau et sont liées à des phases précoces de l'orogénèse taconique, (Rodgers, 1967, p 412), appelées « phase taconique 1 » (1a à 1e). Ces déformations se sont produites au Cambrien tardif ou au début de l'Ordovicien précoce, avant le collage tectonique des mélanges de subduction

TABLEAU 5 – Chronologie des formations affectant les roches de la boutonnière de Maquereau-Mictaw

Déformation	Unité lithologique	Orientation	Structure	Âge	Phase Orogénèse
D13	Groupe de Mictaw et Groupe de Chaleurs	NW-SE	Faille normale Faille de la rivière Port-Daniel	Dévonien moyen	Phase acadienne 3
D12		NW-SE	Plissement P_3, chevauchement de la Faille de la rivière Port-Daniel		
D11		NW-SE	Plissement P_2, faille de chevauchement, diapir, failles de décrochement dextre (Failles de Raudin, Faille de la rivière Garin)		Phase adadienne 2
D10	Groupe de Mictaw	N-S	Faille de la rivière Port-Daniel (rejeu local)	Ordivicien moyen	Phase taconique 3b
D9		NW-SE	Plissement P_1 et Faille de la rivière du Milieu (chevauchement)		Phase taconique 3a
D8	Mélange ophiolitique de Nadeau et de la rivière Port-Daniel		Collage tectonique des mélanges contre le Maquereau, Faille de la rivière Port-Daniel	Ordovicien précoce (pré-Llanvirnien)	Phase taconique 2b
D7			Formation des mélanges (de subduction)		Phase taconique 2a
D6	Groupe de Maquereau	NNE-SSW	Plissement P_3	Cambrien à Ordovicien précoce	Phase taconique 1e
D5		N-S À NW-SE	Décrochement dextre – Bréchification Faille de la rivière Port-Daniel		Phase taconique 1d
D4		N-S À NW-SE	Décrochement dextre-Mylonitisation Faille de la rivière Port-Daniel		Phase taconique 1c
D3		NE-SW	Plissement P_2 et faille côtière		Phase taconique 1b
D2		E-W	Plissement P_1		Phase taconique 1a
D1	Socle		Plutonisme et métamorphisme	Hélikien	Phase grenvillienne

contre le Maquereau. Elles correspondent à l'orogénèse gaspésienne de Ayrton (1967, p. 61) et, probablement, à la « Grampian Orogeny » décrite dans les Calédonides (Mitchell, 1978 ; Williams, 1984). Les déformations anciennes au sein du Groupe de Fleur de Lys à Terre-Neuve (équivalent au Maquereau) datent aussi du Cambrien tardif ou de l'Ordovicien précoce (Church, 1969). La déformation D2 correspond à la première phase de plissement dans le Maquereau qui se traduit, sur la côte, par des plis asymétriques déjetés et déversés vers le sud, accompagnés d'une schistosité régionale S_1, axiale au pli P_1. L'épisode D3 correspond à une deuxième phase de plissement qui se traduit, sur la côte, par des plis asymétriques déversés vers le SE, et accompagnés d'un clivage de crénulation S_3 et de bandes de kinks. Nous relions à cette déformation la faille côtière du Maquereau. Les déformations D4 et D5 correspondent à des phases de mylonitisation (métamorphisme cataclastique) et de bréchification associées à un mouvement de décrochement dextre le long de la Faille de la rivière Port-Daniel. La présence, dans les brèches, de fragments dérivant uniquement du Maquereau et du socle grenvillien indique que l'épisode de bréchification précède le collage tectonique avec les mélanges (déformation D8). Enfin, la déformation D6 correspond à un plissement tardif P_3, responsable de la structure anticlinale majeure dans le secteur ouest du Maquereau.

Les épisodes de **déformation D7 et D8** affectent le Mélange ophiolitique de Nadeau et le Mélange de la rivière Port-Daniel ; ils correspondent à une « phase taconique 2 » (2a et 2b) de l'orogénèse taconique, datée de l'Ordovicien précoce (pré-Llanvirnien), précédant le dépôt du Groupe de Mictaw. La déformation D7 est liée à la formation des mélanges, dans un environnement de subduction, tandis que la déformation D8 correspond au collage tectonique de ces mélanges contre le Groupe de Maquereau, à la faveur de la Faille de la rivière Port-Daniel. La présence de serpentinite et de dolomie hydrothermale, le long de la faille, est liée à ce dernier épisode. Un rejeu local, le long de la Faille de la rivière Port-Daniel, permet aux brèches tectoniques du Maquereau de se sédimenter localement au sommet du Mélange de la rivière Port-Daniel.

Les **déformations D9 et D10** affectent le Groupe de Mictaw et correspondent à la « phase taconique 3 » (3a et 3b) de l'orogénèse taconique, datée de l'Ordovicien moyen. La déformation D9 est reliée à la première phase de plissement dans le Mictaw, qui se traduit par des plis déjetés, déversés et renversés vers le SW. La faille de chevauchement de la rivière du Milieu est associée à ce plis-

sement P_1. La déformation D10 correspond à un rejeu local de la Faille de la rivière Port-Daniel qui a pour effet d'incorporer un bloc du Neckwick entre le socle grenvillien et la brèche du Maquereau. Par ailleurs, la présence d'un banc de brèche du Maquereau, interstratifié dans les grès à la base de la Formation de Neckwick, indique aussi un rejeu local de cette faille durant la sédimentation du Neckwick, au Llanvirnien.

Les **déformations D11 à D13** affectent le Groupe de Mictaw et le Groupe de Chaleurs et correspondent à l'orogénèse acadienne, datée du Dévonien moyen (et tardif). La déformation D11 est reliée à la deuxième phase de plissement (P_2) dans le Mictaw, laquelle correspond à la première phase (P_1) dans le Groupe de Chaleurs. Le plissement P_2 se traduit, dans le Mictaw et le Chaleurs, par des plis symétriques à asymétriques, localement déversés vers le SE. Au sud du Mictaw, aucun clivage pénétrant n'est associé aux plis ouverts P_2 dans les strates siluriennes. En revanche, à l'ouest du Mictaw, au NW et au nord du Maquereau, un clivage très pénétrant est associé aux plis P_2 et prédomine souvent sur la stratification. Lors des déformations acadiennes, le Mictaw s'est comporté comme un bloc semi-rigide en protégeant d'une intense déformation les strates siluriennes adjacentes, au sud. Des failles de chevauchement, orientées NE-SW, sont associées à ces plis, ainsi que des failles de décrochement dextre de direction EW, comme la Faille de Raudin et la Faille de la rivière Garin, qui tronquent au nord la Faille de la rivière Port-Daniel. Nous relions aussi à cette déformation, la présence du Mélange ophiolitique de Nadeau, qui affleure sous l'effet du diapirisme au coeur d'un anticlinal du Groupe de Chaleurs, ainsi que la réorientation des blocs, dans ce mélange, parallèlement au plissement.

La déformation D12, plus locale, est reliée à un plissement P_3 dû à un mouvement de chevauchement vers le SW, le long de la Faille de la rivière Port-Daniel ; ceci a eu pour effet la création d'un bassin structural dans le Groupe de Chaleurs, par interférence des plis P_2 et P_3 et le rebroussement des strates du Neckwick le long du Maquereau, créant un synclinal majeur P_3 parallèlement au plissement P_1 antérieur.

Enfin, la déformation D13 est liée à un rejeu de faille normale dans les strates siluriennes, le long de la Faille de la rivière Port-Daniel. Une période de déformation plus récente correspond à un mouvement d'âge hercynien le long de la Faille du Grand-Pabos affectant les roches d'âge Hercynien le long de la Faille du Grand-Pabos ; celui-ci a affecté les roches d'âge Carbonifère, au nord de la région étudiée. Nous n'avons pas de preuve d'un tel mouvement le long de la faille de la rivière Port-Daniel, bien que ce mouvement puisse correspondre à la déformation D13.

Le Groupe de Maquereau s'est comporté comme un bloc rigide et résistant durant les épisodes de déformation qui ont affecté le Mictaw et le Chaleurs (D9 à D13). On ne retrouve en effet pas de trace de ces déformations dans le Maquereau, lequel a été déformé lors d'une phase précoce de l'orogénèse taconique (D2 à D6). Toutefois, il est possible que le tracé courbe des strates du Maquereau dans le secteur NE de la carte géologique (hors-texte), soit dû aux mouvements de décrochement dextre acadien, le long de la Faille de Raudin (épisode D11).

La boutonnière de Maquereau-Mictaw montre une succession complexe de déformations relatives aux orogénèses grenvillienne, taconique et acadienne. Ces différentes phases de déformation sont représentées sur la figure 43 qui montre un schéma tectonique de la région, basé sur l'âge des déformations les plus anciennes dans chaque unité tectonostratigraphique. L'étude structurale de la boutonnière de Maquereau-Mictaw fait ressortir tout particulièrement la complexité de l'orogénèse taconique ; cette conclusion a déjà été formulée par Rodgers en 1971 : « *The Taconic Orogeny of eastern North America was not, as traditionally defined, a single orogenic event that occured at the end of the Ordovician period, but rather a complex series of orogenic episodes or climaxes spread over the larger part of that period* ».

Au chapitre précédent, nous avons mis en évidence un tracé discontinu de la ligne Baie Verte-Brompton en Gaspésie (figure 39). Ce tracé est imposé par la présence des mélanges ophiolitiques, l'un dans la région de Port-Daniel et l'autre près de Gaspé. Une hypothèse récente envisage, en Gaspésie, des décrochements dextres importants, de l'ordre de 250 km, le long de certaines failles majeures, dans un environnement de « wrench tectonics » durant l'orogénèse acadienne (Bourque *et al.*, 1985). Cette hypothèse permet d'expliquer, par le jeu de décrochements, la répartition actuelle des faciès siluriens en deux plate-formes semblables qui ne constituaient qu'une seule plate-forme continue, avant les déplacements acadiens. L'analyse structurale des failles du sud de la Gaspésie (Malo & Béland, 1985) et le type de volcanisme siluro-dévonien associé à la sédimentation (Laurent & Bélanger, 1984) cadrent bien avec un environnement de « wrench tectonics ». Si ces décrochements importants affectent la séquence silurienne, toute la séquence cambro-ordovicienne, plus ancienne, doit aussi être déplacée. De fait, les corrélations établies au chapitre précédent entre les roches de la boutonnière de Maquereau-Mictaw et celles des nappes cambro-ordoviciennes du nord de la Gaspésie d'une part, et le tracé de la ligne de suture qui suit les mélanges ophiolitiques d'autre part, suggèrent fortement de tels déplacements qui permettent d'expliquer, comme pour la séquence silurienne, la répartition actuelle des roches cambro-ordoviciennes en deux bandes lithologiquement et structuralement semblables. De la même manière, la répartition des faciès sédimentaires de l'Ordovicien supérieur, de part et d'autre de la Faille du Grand Pabos, suggère aussi des mouvements de coulissage importants (Malo, en préparation).

La répartition actuelle des faciès cambro-ordoviciens en Gaspésie (figure 44) pose plusieurs problèmes :

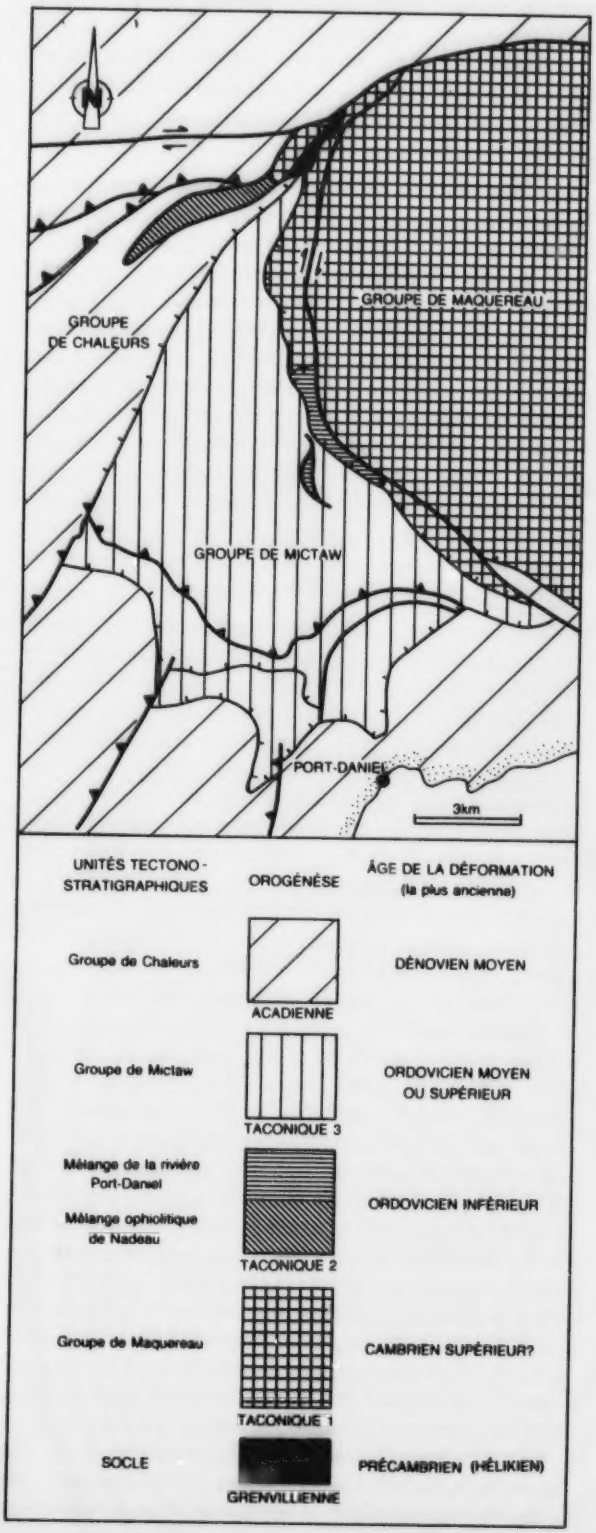


FIGURE 43 – Schéma tectonique de la région cartographiée, basé sur l'âge des déformations les plus anciennes dans chaque unité tectonostratigraphique.

1) discontinuité de la ligne Baie Verte-Brompton ;
2) présence de deux séquences le long d'une coupe NS (nappes du nord de la Gaspésie et boutonnière de Maquereau-Mictaw), structuralement et lithologiquement comparables ;
3) signification structurale du Cambro-Ordovicien de la région de Percé (Formation de Murphy Creek et Formation de Corner of the Beach), par rapport aux nappes du nord de la Gaspésie et à la boutonnière de Maquereau-Mictaw.

L'hypothèse de « wrench faulting » à l'acadien permet d'envisager à une époque pré-acadienne :

1) la continuité de la ligne Baie Verte – Brompton qui représente la suture taconique ;
2) l'assemblage en une seule bande de la séquence cambro-ordovicienne en Gaspésie, fortement suggérée par les corrélations apportées au chapitre précédent ;
3) la continuité du Murphy Creek et du Corner of the Beach avec les séquences cambriennes du nord de la Gaspésie.

La différence de déformation entre le Cambro-Ordovicien de la région de Percé et le Maquereau plus déformé n'implique pas une déformation du Maquereau « Pré-Murphy Creek » (Béland, dans St-Julien *et al.*, 1972, p.88). La position de chaque unité au sein du prisme de sédimentation, et la progression des déformations de l'extrémité du prisme vers la plate-forme (Williams & Stevens, 1974, p. 787) explique, à notre avis, cette différence structurale. Le Maquereau se situait à l'extrémité du prisme et il a été déformé en premier, alors que les dépôts de talus du Murphy Creek et du Corner of the Beach, plus proches du continent, ont échappé à cette déformation. Par la suite, les chevauchements ont rapproché les roches déformées des roches peu déformées, d'âge peut-être équivalent.

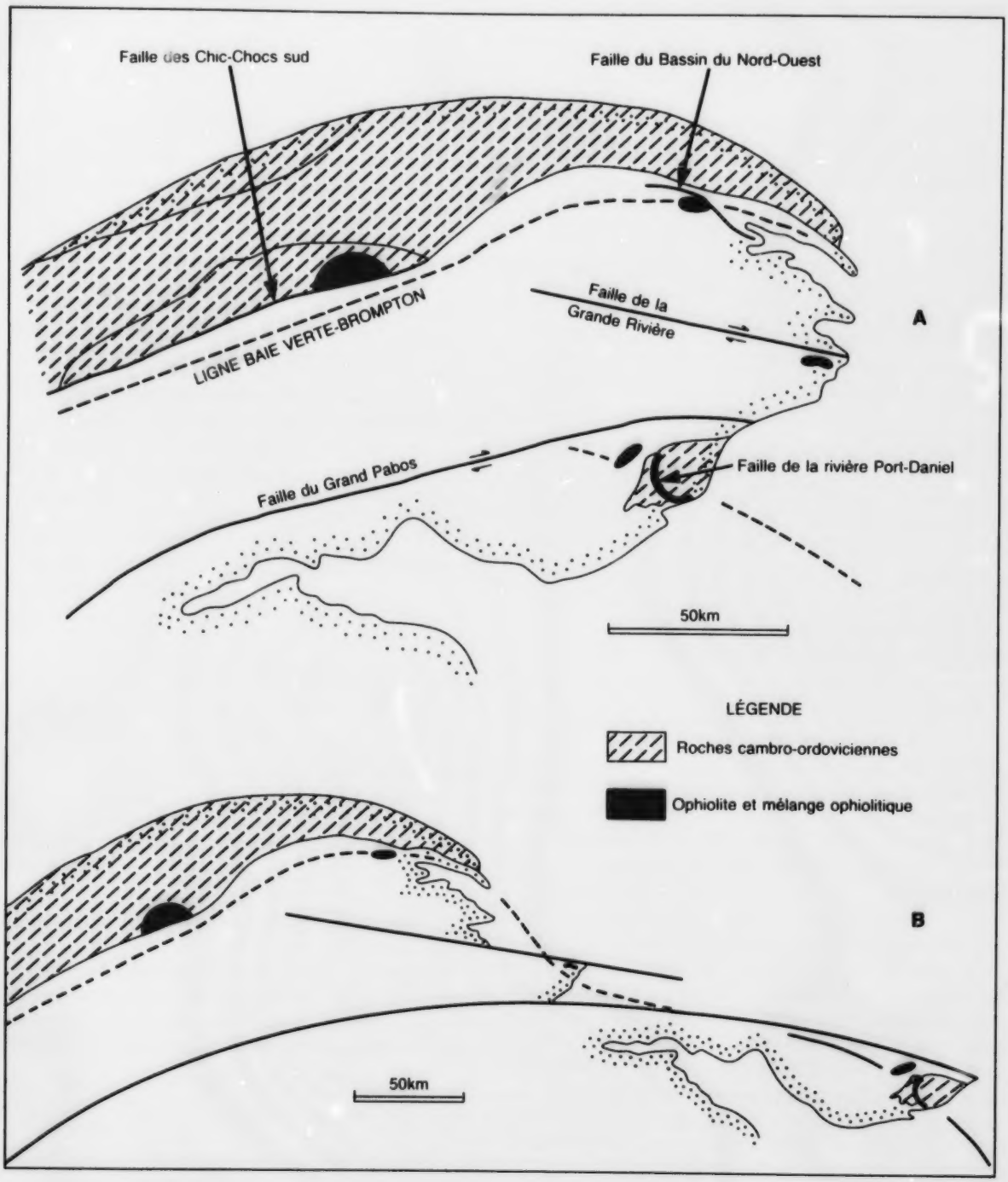


FIGURE 44 – Répartition des unités cambro-ordoviciennes en Gaspésie : A – Répartition actuelle. B – Répartition proposée des éléments cambro-ordoviciens, avant les décrochements dextres importants affectant le sud de la Gaspésie. La suture taconique et les unités cambro-ordoviciennes constituent alors une bande continue.

Minéralisations

La région étudiée contient des minéralisations essentiellement en cuivre, nickel, chrome, amiante et manganèse.

GROUPE DE MAQUEREAU

Des minéralisations en cuivre sont associées aux roches volcaniques du Groupe de Maquereau. Les travaux d'exploration pour le cuivre concernent :

1) Le secteur du ruisseau des Pins :
   - GM 948, GM 7809, GM 20762, GM 20764, GM 20960, GM 21044.
   - Fiches de gîte minéral du MERQ : 22 A/7-4 et 22 A/7-5.
2) La région de l'anse à Blondel-Newport :
   - GM 8863, GM 9192, GM 9193, GM 10558 A-B-C, GM 11745, GM 12544.
   - Fiches de gîte minéral du MERQ : 22 A/7-10 et 22 A/7-11.
3) La région de la faille de la rivière Port-Daniel dans la réserve de Port-Daniel :
   - GM 13291 et GM 14039.

Au quai de Chandler, au sein des grès verts, on peut observer de minces lits riches en hématite. La zone d'affleurement est cependant très restreinte. Quelques travaux d'exploration y ont été menés (GM 22799 et GM 22811).

MÉLANGE OPHIOLITIQUE DE NADEAU

Des minéralisations en chrome et en amiante sont associées aux roches ultramafiques de ce mélange (Serpentinite du canton de Weir). Plusieurs travaux d'exploration ont été effectués, principalement pour le chrome :

- GM 1991, GM 9431, GM 9432, GM 12541, GM 21887, GM 21888, GM 28893, GM 28894, GM 304406.
- Fiches de Gîte minéral du MERQ : 22 A/6-8, 22 A/6-9, 22 A/6-10.

MÉLANGE DE LA RIVIÈRE PORT-DANIEL

Des minéralisations en cuivre, nickel, chrome sont associées à des blocs de roches volcaniques et de serpentinite dans ce mélange (anciennement Complexe de rivière Port-Daniel-nord). Par ailleurs, les mudstones et les grès de ce mélange sont localement très riches en manganèse.

Plusieurs travaux concernent ces minéralisations :

- GM 10112, GM 10207, GM 12543, GM 19626.
- Fiches de Gîte minéral du MERQ : 22 A/7-7, 22 A/7-8, 22 A/7-9.

Quelques travaux de cartographie couvrent l'ensemble du Mélange de la rivière Port-Daniel : GM 10693-A, GM 10693-B et GM 28779. Ce mélange contient également des affleurements de schiste bitumineux qui ont donné lieu à des travaux : GM 6999, GM 7001 et GM 36020. Des affleurements de schistes bitumineux se retrouvent également au sein du Mélange de la rivière du Milieu (GM 36020).

Duquette (1982, fiche 22 A/609) a souligné que la recherche de la chromite devrait se porter vers les masses de serpentinite qui s'égrennent le long de la Faille de la rivière Port-Daniel et qui sont soulignées par une forte anomalie magnétique (Dighem, 1974).

Nous avons vérifié ces anomalies le long de cette faille entre l'anse à Pierre-Loiselle et la rivière de l'anse à la Barbe, pour s'apercevoir que les serpentinites n'affleurent pas, mais se situent probablement à proximité de la surface.

GROUPE DE MICTAW

Très peu de travaux d'exploration ont été effectués dans le Groupe de Mictaw. Ils concernent essentiellement les schistes bitumineux présents dans le Mélange de la rivière du Milieu (GM 36020). Ce mélange contient de nombreux nodules de pyrite atteignant parfois 15 cm de diamètre.

La géochimie des sédiments de ruisseau montre clairement deux types d'anomalie dans le Groupe de Mictaw (Choinière, 1981), soit : une anomalie en nickel dans la Formation de Neckwick et une anomalie en cuivre dans le Mélange de la rivière du Milieu. Ce sont des anomalies formationnelles qui n'indiquent pas une source locale minéralisée (De Broucker, 1983b).

Pour plus de détails concernant les différentes minéralisations de la région étudiée, le lecteur pourra se référer aux descriptions de Ayrton (1967, pp. 80-87).

Matériaux de construction

Au sein du Groupe de Maquereau, le faciès de Newport est constitué de grès très massifs qui peuvent être exploités comme blocs d'enrochement pour la construction de quais et de routes. Plusieurs carrières de la région ont fourni de tels blocs pour les quais de Newport et de Chandler (GM 17012 et fiche de gîte minéral du MERQ : 22 A/7-6).

Conclusion générale

La présente étude avait pour objectif principal de définir le cadre et l'évolution paléogéographique et structurale de la boutonnière de Maquereau-Mictaw au sein de l'orogène appalachien. Un précédent chapitre résume chronologiquement les étapes importantes de cette évolution.

En guise de conclusion, nous voulons insister sur les éléments nouveaux apportés par ce travail et qui permettent une meilleure compréhension des Appalaches internes du Québec, pendant la période cambro-ordovicienne.

Tout d'abord, la reconnaissance de deux socles appalachiens distincts (De Broucker & St-Julien, 1985a) et datés (De Broucker *et al.*, 1986), est un élément nouveau pour cette région, et fondamental pour l'interprétation de la tectonique cambro-ordovicienne dans le cadre de la tectonique des plaques et de la notion de « suspect Terrane ». La présence du socle grenvillien et du socle de type « Chain Lakes », ainsi que la présence de mélanges de subduction dans la boutonnière de Maquereau-Mictaw, indiquent que cette région correspond effectivement à une zone de suture (Gansser, 1974 ; Dewey, 1977 ; Burke *et al.*, 1977) à la limite de la marge nord-américaine, le long de la ligne Baie Verte-Brompton (Williams & St-Julien, 1978, 1982).

Au sein du Groupe de Maquereau, une nouvelle stratigraphie est proposée, en considérant les trois formations décrites par Ayrton (1967) comme trois faciès lithologiques interstratifiés en une séquence complexe qui constitue le Groupe de Maquereau. Nous avons confirmé que le Maquereau correspond à un dépôt de rift. L'étude structurale de la Faille de la rivière Port-Daniel montre qu'il s'agit d'une faille majeure de décrochement dextre, ancienne, souvent réactiviée. Nous proposons de la relier, à l'époque ordovicienne, à d'autres failles majeures de la Gaspésie : la Faille des Chic-chocs sud et la Faille du Bassin NW. Ces failles sont probablement associées à la ligne de suture taconique (Ligne Baie Verte-Brompton).

L'étude stratigraphique du Groupe de Mictaw nous a conduit à nommer trois formations dans ce groupe : deux unités de type flysch séparées par un mélange sédimentaire (De Broucker & St-Julien, 1985b). L'étude pétrographique des grès et des (micro)conglomérats du Mictaw a permis d'identifier la région source des flyschs : marge continentale active et socle métamorphique. Nous pensons que la pétrographie des grès et l'étude de leur provenance est un point essentiel pour comprendre l'évolution d'une chaîne de montagne, car bien souvent, les reliefs internes n'affleurent pas et ne se retouvent que sous forme de fragments dans les grès des flyschs.

L'analyse structurale de la boutonnière de Maquereau-Mictaw reflète la complexité de l'orogénèse taconique. Cette « orogénèse » correspond, dans la région étudiée, à une succession de déformations, du Cambrien supérieur (?) à l'Ordovicien moyen, que nous relions aux diverses étapes de la fermeture de l'Océan proto-Atlantique et à la collision continentale du « Chain Lakes Terrane » avec la marge nord-américaine.

Les corrélations avec les unités cambro-ordoviciennes du nord de la Gaspésie ont permis de documenter les grands décrochements dextres de l'Acadien.

Références

ACHAB, A., sous presse – Succession des assemblages de chitinozoaires dans l'Ordovicien moyen du Québec et de l'est du Canada. Review of Palaeobotany and Palynology.

ALCOCK, F.J., 1926 – Shickshock Mountains, Central Gaspe, Québec. Commission géologique du Canada, rapport sommaire, 1924, partie C.

——— 1935 – Géologie de la région de la Baie des Chaleurs. Commission géologique du Canada ; mémoire 183 ; 165 pages.

ARBOUR, R., 1962 – Géologie le long du contact Maquereau – Mictaw. Université Laval, Québec ; thèse de maîtrise inédite, 70 pages.

AYRTON, W.G., 1964 – A structural study of the Chandler – Port-Daniel Area, Gaspé Peninsula, Quebec. Northwestern University, Evanston, Illinois ; thèse de doctorat, 219 pages.

——— 1967 – Région de Chandler – Port-Daniel. Ministère des Richesses naturelles du Québec ; RG 120, 97 pages, 1 carte.

BACHMAN, S.B., 1982 – The coastal Belt of the Franciscan : Youngest phase of northern California subduction. *In* : Leggett, J.K., ed., Trench-fore-arc geology. Geological Society of London Special Publication, vol. 10, pages 410 à 417.

BADGLEY, P.C., 1956 – Région de New-Carlisle. Ministère des Mines, Québec ; RG 70, 40 pages, 1 carte.

BAILEY, E.H. – IRWIN, W.P. – JONES, D.C., 1964 – Franciscan and related rocks, and their significance in geology of Western California. Bulletin Californian Division Mines Geology ; volume 183, 177 pages.

BAKER, P.E., 1982 – Evolution and classification of orogenic volcanic rocks in Andesites, Orogenic Andesites and Related Rocks ; edited by R.S. Thorpe, John Wiley and Sons. 724 pages.

BEAUDIN, J., 1984 – Analyse structurale du Groupe des Shickshock et de la péridotite alpine du Mont Albert, Gaspésie. Thèse de doctorat, Université Laval, 241 pages.

BÉDARD, J.H., 1986 – Les suites magmatiques du Paléozoique supérieur en Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; ET 84-09.

BÉDARD, J.H., soumis pour publication – Pre-Acadian Magmatic suites of southeastern Gaspe Peninsula. Manuscrit soumis à la Geological Society of America Bulletin.

BÉLAND, J., 1980 – Faille du Bassin du Nord-Ouest et Faille du Troisième Lac dans la partie est de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources ; DP 740, 20 pages.

BHATIA, M. C., 1983 – Plate Tectonics and geochemical composition of sandstones. Department of Geology Australian University Canberra ; Journal of Geology, volume 91, pages 611-627.

BIRD, J.M. – DEWEY, J.F., 1970 – Lithosphere Plate-Continental Margin Tectonic and the Evolution of the Appalacian Orogen. Geological Society of America Bulletin ; volume 81, pages 1031-1060.

BIRON, S., 1973 – Géologie de la région de Marsoui, comté de Matane. Ministère des Richesses naturelles du Québec ; DP 244, 7 pages.

——— 1974 – Géologie de la région des Méchins, Comté de Matane. Ministère des Richesses naturelles du Québec ; DP 299, 13 pages.

——— 1982 – Le Cambro-Ordovicien du Nord de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, direction de la Géologie ; DPV 782.

BJORLYKKE, K., 1974 – Geochemical and mineralogical influence of Ordovician Island Arcs on epicontinental clastic sedimentation. A study of Lower Palaeozoic sedimentation in the Oslo Region, Norway. Sedimentology ; volume 21, pages 251-272.

BLAIS, P., 1985 – Étude de textures cataclastiques associées à la Faille de la Rivière Port-Daniel. Projet colloque, Université Laval ; 40 pages.

BLOOMER, S., 1983 – Distribution and origin of igneous rocks from the landward slope of the Mariana Trench : Implications for its structure and evolution. Journal of Geophysical Research ; volume 88, pages 7411-7428.

BOLES, A. – LANDIS, C.A. – DALE, P., 1985 – The Moeraki boulders – anatomy of some septarian concretions. Journal of Sedimentary Petrology ; volume 55, pages 398-406.

BONATTI, E. – EMILIANI, C. – FERRARA, G. – HONNOREZ, J. – RYDELL, H. – 1974 – Ultramafic carbonate breccias from the equatorial Mid-Atlantique Ridge. Marine Geology ; volume 16, pages 83-102.

BONTE, A. – MAILLOT – H., 1980 – Structure cone-in-cone et diagenèse initiale. Arguments morphologiques et géochimiques. Annales de la Société Géologique du nord ; volume XCIC, pages 465-476.

BOSWORTH, W. – VOLLMER, F.W., 1981 – Structures of the medial ordovician flysch of Eastern New-York : deformation of synorogenic deposits in an over-

thrust environment. Journal of Geology ; volume 89, pages 551-568.

BOUDETTE, E.L. – BOONE, G.M., 1976 – Pre-Silurian stratigraphic succession in central Western Maine : *In* Contributions to the stratigraphy of New England Page, L.R. éd.. Geological Society of America ; Memoir 148, pages 79-96.

BOURQUE, P.A. – LACHAMBRE, G., 1980 – Stratigraphie du Silurien et du Dévonien basal du sud de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; ES 30, 123 pages.

BOURQUE, P.A. – LAURENT, R. – ST-JULIEN, P., 1985 – Acadian wrench faulting in southern Gaspé Peninsula, Québec Appalachians. Geological Association of Canada ; Abstracts with programs, volume 10.

CARON, A., 1982 – Région d'Arthabasca (sud-est), Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; DP 83-07.

——— 1984 – Géologie de la région de Chandler, Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; ET 83-04, 25 pages, 1 carte.

CAS, R., 1979 – Mass-flow arenites from a Paleozoic interarc basin, New South wales, Australia : mode and environment of emplacement. Journal of Sedimentary Petrology ; volume 49, pages 29-44.

CAWOOD, P.A., 1982 – Structural relations in the subduction complex of the paleozoic New England fold belt Eastern Australia. Journal of Geology, volume 90, pages 381-392.

CHOINIÈRE, J., 1981 – Atlas géochimiques des sédiments de ruisseau, partie orientale de la Baie des Chaleurs. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DPV 854.

CHURCH, W.R., 1969 – Metamorphic rock of the Burlington peninsula and adjoining areas of Newfoundland, and their bearing continental drift in the North Atlantic. *In* : North Atlantic – geology and continental drift, M. Kay, ed. : American Association of Petroleum Geologists, Memoir 12, pages 212-223.

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA – Cartes aéromagnétiques no. 5065G, 5066G, 5082G et 5083G.

CONDIE, K.C. – SNANSIENG, S., 1971 – Petrology and geochemistry of the Duzel (Ordovician) and Gazelle (Silurian) formations, Northern California. Journal of Sedimentary Petrology ; volume 41 no 3, pages 741-751.

CONEY, P.J. – JONES, D.L. – MONGER, J.W.H., 1980 – Cordilleran suspect terranes. Nature, volume 288, pages 329-333.

COUSINEAU, P.A. – ST-JULIEN, P., 1986 – The Saint-Daniel Formation : a melange along the taconic suture in southern Québec, Canada. Geological Society of America, Northwestern Section, abstracts with programs ; volume 19, no 1.

COWAN, D.S., 1974 – Deformation and metamorphism of the Franciscan subduction zone complex northwest of Pacheco Pass, California. Geological Society of America Bulletin ; volume 85, pages 1623-1634.

——— 1985 – Structural styles in Mesozoic and Cenozoic melanges in the western Cordillera of North America. Geological Society of America Bulletin ; volume 96, pages 451-462.

DE BROUCKER, G., 1983a – Groupes de Maquereau et de Mictaw, région de Port-Daniel. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; carte préliminaire au 1/20000, DP 83-06.

——— 1983b – Géologie des Groupes de Maquereau et de Mictaw, région de Port-Daniel, Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; premier rapport intérimaire, MB 85-08, 55 pages.

——— 1984a – Groupes de Maquereau et de Mictaw, région de Port-Daniel. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; carte annotée au 1/50 000 et carte 1/20 000, DP 84-09.

DE BROUCKER, G.-ST-JULIEN, P., 1985a – Stratigraphic and tectonic significance of the Cambro-Ordovician Maquereau and Mictaw Inlier, Gaspe Peninsula, Quebec. Geological Society of America, Northeastern Section, Abstracts with programs, volume 17, no 1.

——— 1985b – Mictaw Group : Taconic flysh and melange of the Quebec Appalachians, evidence for a continental volcanic-arc and metamorphic terrane derivation. Geological Association of Canada, Abstract with programs, volume 10.

DE BROUCKER, G. – RIVA, J., 1985c – Age et stratigraphie du Groupe de Mictaw, Gaspésie. Séminaire canadien de Paléontologie et Biostratigraphie, Québec ; programme et résumés.

DE BROUCKER, G. – ST-JULIEN, P. – KROGH, T.E. – MACHADO, N., 1986 – Geochronology and tectonic implications of basements rocks in the Cambro-Ordovician Maquereau and Mictaw inlier, Gaspe Peninsula, Quebec. Geological Society of America, Northeastern section ; Abstracts with programs, volume 18, no 1.

DEWEY, J.F., 1977 – Suture zone complexities : a review. Tectonophysics, volume 40, pages 53-67.

DICKINSON, W.R., 1966 – Table Mountain Serpentinite Extrusion in California Coast Ranges. Geological Society of America Bulletin ; volume 77, pages 451-472.

——— 1970 – Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. Journal of sedimentary petrology ; volume 40, no 2, pages 695-707.

——— 1974 – Plate tectonics and sedimentation. Society of Economic paleontologists and mineralogist ; Special Publication, volume 22, pages 1-27.

——— 1976 – Sedimentary basins developed during evolution of Mesozoic-Cenozoic arc-trench system in western North America. Canadian Journal of Earth Sciences ; volume 13, pages 1268-1287.

——— 1982 – Compositions of sandstones in Circum-Pacific Subduction Complexes and Fore-Arc Basins. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, volume 66, pages 121-137.

DICKINSON, W.R. – BEARD, L.S. – BRAKENBRIDGE, G.R. – ERJAVEC, J.L., FERGUSON, R.C. – INMAN, K.F., KNEPP, R.A. – LINDBERG, F.A., RYBERG, P.T., 1983 – Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relations to tectonic setting. Geological Society American Bulletin, volume 94, pages 222-235.

DICKINSON, W.R. – SEELY, D.R., 1979 – Structure and stratigraphy of Forearc regions. American Association of Petroleum Geologists Bulletin ; volume 63, pages 2-31.

DICKINSON, W.R. – SUCZEK, C.A., 1979 – Plate tectonics and Sandstone composition. Association of Petoleum Geologists Bulletin, volume 63, pages 2164-2182.

DIGHEM Ltée, 1974 – Levé EM conventionnel, région de Newport. Ministère des Richesses naturelles du Québec ; 5 cartes, DP 313.

DOTT, R.A., 1964 – Wacke-Grauwacke and matrix. What approach to immature sandstone classification. Journal of Sedimentary Petrology ; volume 34, pages 625-632.

DRESSER, J.A., 1920 – Granitic Segregations in the Serpentine Series of Quebec, Royal Society of Canada, Transaction ; volume 14, section IV, pages 7-13.

DRESSER, J.A. – DENIS, T.C., 1946 – Péninsule de Gaspé, *In* : Géologie du Québec. Ministère des Mines du Québec ; RG 20, volume II, pages 345-391.

ELLS, R.W., 1883 – Report on exploration and surveys in the interior of Gaspe Peninsula and Prince Edward Island. Commission géologique du Canada ; rapport de progrès pour 1880-81-82.

ERNST, W.G., 1970 – Tectonic contact between the Franciscan melange and the Great Valley sequence – crustal expression of a Late Mesozoic Benioff zone. Journal of Geophysical Research ; volume 75, pages 886-902.

FLAWN, P.T., 1953 – Petrographic classification of argillaceous sedimentary and low-grade metamorphic rocks in subsurface. American Association of Petroleum Geologists Bulletin ; volume 37, pages 560-565.

FOLK, R.L., 1974 – Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Compagy, Austin, Texas 78712, 182 pages.

FOURNIER, B. – NOEL, S. – BÉRUBÉ, M.A., 1984 – Dolomies de la Faille des Chic-Chocs sud. Ministère de l'Énergie et des Ressources ; MB 85-03, 30 pages.

FRANCKS, P.C., 1969 – Nature, origine and significance of cone-in-cone structures in the Kiowa Formation (Early cretaceous), North central Kansas. Journal of Sedimentary Petrology ; volume 39-4, pages 1438-1454.

FYFFE, L.R., 1982 – Taconique and Acadian structural trends in central and Northeast New Brunswick. *In* : Major structural zones and faults of the Northern Appalachians, P. St-Julien and J. Béland (editors). Geological Association of Canada ; Special Paper 24, pages 117-130.

——— 1985 – Stratigraphy and tectonic setting of Ordovician rocks of Northeastern New Brunswick. Geological Association of Canada ; Abstracts with programs, volume 10.

GANSSER, A., 1974 – The Ophiolitic Melange, a World-wide Problem on Tethyan Examples. Eclogae Geologicae Helvetiae ; volume 67/3, pages 479-507.

GATHRIGHT, T.M., 1976 – Geology of the Shenandoah National Park, Virginia. Virginia Division of Mineral Ressources ; Bulletin 86, 93 pages.

GILL, J.R. and al., 1972 – Stratigraphy and composition of the Sharon spring member of the Pierre shale in Western Kansas. U.S. Geological Survey ; Professional Paper 728, pages 11.

GIROD, M., 1978 – Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural. Doin Éditeurs, 239 pages.

GRAHAM, S.A. – INGERSOLL, R.V. – DICKINSON, W.R., 1976 – Common provenance for lithic grains in carboniferous sanstones from Onachita and Black Warrior Basin. Journal of Sedimentary Petrology ; volume 46, pages 620-632.

GREENLY, E., 1979 – The geology of Anglesey. Geological Survey of England and Wales ; Memoir 1, 388 pages.

HANNAH, G.J.R., 1954 – Petrology of the Maquereau Serie. Université Laval, Québec ; thèse de doctorat, inédite ; 141 pages.

HARVIE, R., 1921 – Amiante ; canton Weir, comté de Bonaventure, Québec ; Ministère des Mines du Canada ; rapport sommaire pour 1920, partie D, page 84.

HAWORTH, R.T. – DANIELS, A.L. – WILLIAMS, H. – ZIETZ, I., 1980 – Bouguer gravity anomaly map of the Appalachian orogen. Memorial University of Newfoundland ; map no 3A.

HÉBERT, Y. – LAURENT, R., 1979 – Le Complexe ophiolitique de Thetford Mines. Associàtion géologique du Canada, Québec 1979 ; livret guide d'excursion no A-13 et B-5, 18 pages.

HÉBERT, R., 1985 – Pétrologie des roches ignées océaniques et comparaison avec les complexes ophiolitiques du Québec, de Chypre et de l'Apenin. Thèse d'état, Université de Bretagne occidentale, Brest ; 539 pages.

HENTZ, T.F., 1985 – Early Jurassic sedimentation of rift-valley lake : Culpeper basin, northern Virginia. Geological Society America Bulletin ; volume 96, pages 92-107.

HIGGINS, M.W., 1971 – Cataclastic Rocks. U.S. Geological Survey ; professional paper 687, 97 pages.

HISCOTT, R.N., 1978 – Provenance of Ordovician deep-water sandstones, Tourelle Formation, Quebec, and implications for initiation of the Taconic orogeny. Journal canadien des Sciences de la Terre ; volume 15, pages 1579-1597.

——— 1980 – Depositional Framework of Sandy Mid-Fun Complexes of Tourelle Formation, Ordovician, Quebec. American Association of Petroleum Geologists Bulletin ; volume 64, pages 1052-1077.

——— 1984 – Ophiolitic source rocks for Taconic-age Flysch : Trace – element evidence. Geological Society of America Bulletin ; volume 95, pages 1261-1267.

HUGUES, C.J., 1982 – Igneous petrology. Developments in petrology 7 ; Elsevier Scientific publishing company, 551 pages.

INGERSOLL, R.V., 1978 – Petrofacies and petrologic evolution of the late Cretaceous Fore-arc basin, Northern and Central California. Journal of Geology ; volume 86, pages 335-352.

INGRAM, R.L., 1953 – Fissility of Mudrocks. Geological Society of America Bulletin ; volume 64, pages 869-878.

IRWIN, W.P., 1972 – Terranes of the western Paleozoic and Triassic belt in the southern Klamath Mountains, California. U.S. Geological Survey ; Professional Paper 800-C, pages C103-C111.

IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 1973 – Plutonic rocks. Geotimes, october 1973, pages 26-30.

KENNEDY, W.J. *AND AL.*, 1977 – Genesis and diagenesis of hiatus – and breccia – concretions from the midcretaceous of Texas and Northern Mexico. Sedimentology ; 24:6 ; pages 833-844.

KINDLE, C.H., 1936 – A geological map of Southeastern Gaspé. The Eastern Geologist ; volume no 1.

KLEIST, J.R., 1974 – Deformation by soft-sediment extension in the Coastal Belt, Franciscan Complex. Geology ; volume 2, pages 501-504.

KROGH, T. – MACHADO, N., 1985 – U/Pb Dating of the Maquereau Group, Gaspé, Québec. Geochronology Laboratory, Royal Ontario Museum, Toronto. Rapport remis au Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; avril 1985, 8 pages.

LAFOREST, A., en préparation – Le Silurien supérieur (West Point) de la marge septentrionale du Synclinorium de la Baie des Chaleurs : stratigraphie et sédimentologie. Mémoire de maîtrise ; Université Laval.

LAMOTHE, D., 1978 – Analyse structurale du Mélange ophiolitique du Lac Montjoie. Thèse de maîtrise, Université Laval, 81 pages.

LASH, G.G., 1985 – Recognition of trench fill in orogenic flysch sequences. Geology ; volume 13, pages 867-870.

LAURENT, R., 1977 – Ophiolites from the northern Appalachians of Quebec. *In* : North American Ophiolites, R.G. Coleman and W.P. Irwin, editor. Oregon Department of Geology and Mineral Industries ; Bulletin 95, pages 25-40.

LAURENT, R. – BELANGER, J., 1984 – Geochemistry of Silurian-Devonian alkaline basalt suites from the Gaspe Peninsula, Quebec Appalachians. Maritime sediments and Atlantic Geology ; volume 20, pages 67-78.

LAURENT, R. – TANER, M.F. – BERTRAND, J., 1984 – Mise en place et pétrologie du granite associé au complexe ophiolitique de Thetford Mines, Québec. Journal canadien des Sciences de la Terre ; volume 21, pages 114-1125.

LEAKE, B.E., 1965 – The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. *In* Control of metamorphism – a symposium. Edited by W.S. Pitcher and G.W. Flinn. John Wiley & Sons, New-York, NY ; 368 pages.

——— 1978 – Nomenclature of amphiboles. Mineralogical Magazine ; volume 42, pages 533-563.

LEGGETT, J.K., 1980 – The sedimentological evolution of a Lower Paleozoic accretionary fore-arc in Southern uplands of Scotland. Sedimentology ; volume 27, pages 401-417.

LEITCH, E.C. – CAWOOD, P.A., 1980 – Olistoliths and debris flow deposits at ancient consuming plate margins : an eastern autralian example. Sedimentary Geology ; volume 25, pages 5-22.

LOGAN, W.E., 1846 – Rapport de progrès pour l'année 1844. Commission géologique du Canada.

——— 1863 – Report of progress from its commencement to 1863. Commission géologique du Canada ; série des rapports annuels, 983 pages (édition française en 1864).

LOWE, D.R., 1975 – Water escape structures in coarse-grained sediments. Sedimentology ; volume 22, pages 157-204.

MALO, M., 1983 – Anticlinorium d'Aroostook-Percé dans les cantons d'Honorat Weir et Raudin. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; DP 84-18.

——— 1985 – Stratigraphie de l'Anticlinorium d'Aroostook-Percé en Gaspésie, Québec. Association géologique du Canada ; programmes et résumés, volume 10.

——— 1986 – Stratigraphie et Structure de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé, Gaspésie, Québec. Thèse de Ph.D. ; Université de Montréal.

MALO, M. – BÉLAND, J., 1985 – Évolution structurale du segment oriental de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé, Gaspésie, Québec. Association géologique du Canada ; programmes et résumés, volume 10.

MATTAUER, M., 1980 – Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Hermann, Paris ; 493 pages.

McGERRIGLE, H.W., 1942 – Asbestos and Chromite Occurences in the Southern Part of Weir Township, Bonaventure County. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; rapport non publié.

McGERRIGLE, H.W. – SKIDMORE, W.B., 1967 – Péninsule de Gaspé. Ministère des Richesses naturelles du Québec ; carte 1642.

MILLER, R.B. 1985 – The ophiolitic Ingalls Complex, north-central Cascade Mountains, Washington. Geological Society of America Bulletin ; volume 96, pages 27-42.

MITCHELL, A.H.G., 1970 – Facies of an early Miocene Volcanic Arc, Malekula Island, New Hebrides. Sedimentology ; volume 14, pages 201-243.

——— 1978 – The Grampian orogeny in Scottland : arc continent collision and polarity reversal. Journal of Geology ; volume 86, pages 643-646.

MOORE, J.C., 1973 – Cretaceous Continental Margin Sedimentation, Southwestern Alaska. Geological Society of America Bulletin, volume 84, pages 595-614.

MOORE, G. – KARIG, D.E., 1980 – Structural geology of Nias Island, Indonesia : implications for subduction zone tectonics. American Journal of Science ; volume 280, pages 193-223.

MULLEN, E.D., 1985 – Petrologic Character of Permian and Triassic Greenstones from the Melange terrane of eastern Oregon, and their implications for terrane origin. Geology ; volume 13, pages 131-134.

NAYLOR, R.S. – BOONE, G.M. – BOUDETTE, E.L. – ASHENDEN, D.D. – ROBINSON, P., 1973 – Pre-Ordovician rocks in the Bronson Hill and Boundary Mountains anticlinorium, New England, U.S.A. Abstract : EOS (American Geophysical Union, Transactions) ; volume 54, pages 495.

NORTH AMERICAN STRATIGRAPHIC CODE (N.A.S.C.), 1983 – The American Association of Petroleum Geologists Bulletin ; volume 67, No 5, pages 841-875.

NORTHROP, S.A., 1939 – Paleontology and stratigraphy of the Silurian rocks of the Port-Daniel – Black-Cape region, Gaspé. Geological Society of America ; special paper 21, 302 pages.

——— 1940 – Correlation and Significance of the Mictaw fauna of Gaspé. Geological Society of America Bulletin ; volume 51, page 1974 (abstract).

NOWLAN, G.S., 1985 – Report on Conodont fauna in thirteen samples from the Mictaw Group and the Rivière Port-Daniel Complex, southern Gaspé Peninsula, Québec. Geological Survey of Canada ; report no 001-GSN-1985.

ODOM, A.L. – FULLAGAR, P.D., 1984 – Rb-Sr whole-rock and inherited zircon ages of the plutonic suite of the Crossnore Complex, southern Appalachians, and thier implications regarding the time of opening of the Iapetus Ocean, *In :* Bartholomew, M.J., editor, the Grenville event in the Appalchians and related topics. Geological Society of America Special Paper 194, pages 255-262.

ONDRICK, C.W. – GRIFFTIHS, J.C., 1969 – Frequency Distribution of Elements in Rensselaer Graywacke, Troy, New-York. Geological Society of America Bulletin ; volume 80, pages 509-518.

PAGE, B.M., 1978 – Franciscan melanges compared with olistostromes of Taiwan and Italy. Tectonophysics ; volume 47, pages 223-246.

PARKS, W.A., 1930 – Rapport sur le pétrole et le gaz dans la Province de Québec. Service des Mines ; rapport annuel pour l'année 1929, partie B.

——— 1931 – Geology of the Gaspé Peninsula. Bulletin of the Geological Society of America ; volume 42, pages 785-800.

PETTIJOHN, F.J., 1957 – Sedimentary rocks, II edition. Harper & Row publishers, page 208.

——— 1963 – Chemical composition of sandstoners – excluding carbonate and volcanic sands. *In* : Data of geochemistry, 6th edition. United States Geological Survey ; professional paper 440-S, 21 pages.

PETTIJOHN, F.J. – POTTER P.E. – SIEVER, R., 1972 – Sand and sandstone. Springer-Verlag, New-York, NY ; 618 pages.

PIPER, D.J.W. – VON HUENE, R. – DUNCAN, J.R., 1983 – Late Quaternary sedimentation in the active eastern Aleutian Trench. Geology ; volume 1, pages 19-22.

POTTER, P.E., 1978 – Petrology and chemistry of modern big river sands. Journal of geology ; volume 86, pages 423-449.

PRINGLE, I.R. – MILLER, J.A. – WARELL, D.M., 1971 – Radiometric Age Determinations from the Long Range Mountains, Newfoundland. Journal canadien des Sciences de la Terre ; volume 8, pages 1325-1330.

RAISWELL, R., 1971 – The growth of Cambrian and Liassic concretions. Sedimentology, volume 17, pages 147-171.

RAMSAY, J.G., 1967 – Folding and fracturing of rocks. Mc Graw-Hill, New-York ; 568 pages.

RICHARDSON, W.A., 1919 – On the origin of septarian structure. Mineralogy Magazine ; 56, pages 327-338.

RINGELE, H., 1982 – La déformation taconienne en Gaspésie du Sud : le Groupe de Maquereau et son encaissant. Université de Montréal ; thèse de maîtrise inédite, 68 pages.

ROBERTSON, A.H.F. – WOODCOCK, N.H., 1980 – Strike slip related sedimentation in the Antalya Complex, SW Turkey. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, volume 4, pages 127-145.

RODGERS, J., 1967 – Chronology of tectonic mouvements in the Appalachian region of Eastern North America. American Journal of Science ; volume 265, pages 408-427.

——— 1971 – The taconic Orogeny. Geological Society of America Bulletin ; volume 82, pages 1141-1178.

RUEDEMANN, R., 1947 – Graptolites of North America. Geological Society of America ; Memoir 19, page 652.

SCHUCHERT, C. – DART, J.D., 1926 – Stratigraphy of the Port-Daniel – Gascons area of Southeastern Québec. Commission géologique du Canada ; bulletin 44, pages 35-58, 116-121.

SCHUCHERT, C., 1930 – Orogenic Times of Northern Appalachians. Geological Society of America Bulletin ; volume 41, pages 701-724.

SLIVITZKY, A., 1984 – Géologie du Cambro-Ordovicien de la région de Cap des Rosiers. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; DP 84-51.

STEWART, R.J., 1976 – Turbidites of the aleoutian abyssal plain : mineralogy, provenance and contraints for Cenozoic motion of the Pacific Plate. Geological Society of America Bulletin ; volume 87, pages 793-808.

ST-JULIEN, P. – HUBERT, C. – SKIDMORE, W.B. – BÉLAND, J., 1972 – Stratigraphie et Structure des Appalaches du Québec. XXIVième Congrès Géologique International ; Livret-guide des excursions A56-C56, Commission Géologique du Canada ; 105 pages.

ST-JULIEN, P. – HUBERT, C., 1975 – Evolution of the Taconian Orogen in the Quebec Appalachians. American Journal of Science ; volume 274-A, pages 337-362.

ST-JULIEN, P. – HUBERT, C. – WILLIAMS, H., 1976 – The Baie-Verte – Brompton Line and its possible tectonic significance in the northern Appalachians. Geological Society of America ; Abstracts with Programs, volume 8, no. 2, pages 259-260.

STRECKEISEN, A., 1976 – To each plutonic rock its proper name. Earth-Science Reviews ; volume 12, pages 1-33.

STRONG, D.F. – WILLIAMS, H., 1972 – Early Paleozoic flood basalts of Northwestern Newfoundland : their petrology and tectonic significance. Geological Association of Canada ; proceeding, volume 24, no. 2, pages 43-54.

STEWART, R.J., 1976 – Turbidites of the aleoutian abyssal plain : Minerology, provenance and contraints for Cenozoic motion of the Pacific Plate. Geological Society of America Bulletin ; volume 87, pages 293-808.

TEKELI, O., 1981 – Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey. Geology ; volume 9, pages 68-72.

TREMBLAY, G., en préparation – Géologie du Groupe de Maquereau, Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; rapport final.

TRZCIENSKI, W.E. – BIRKETT, T.C., 1982 – Compositional variations of pumpellyite along the western margin of the Quebec Appalachians. Canadian Mineralogist ; volume 20, pages 203-209.

TURNER, F.J. – WEISS, L.E., 1963 – Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw- Hill, New-York.

UNDERWOOD, M.B. – KARIG, D.E., 1980 – Role of submarine canyons in trench and trench-slope sedimentation. Geology ; volume 8, pages 432-436.

VALLIÈRES, A., 1979 – Roches métamorphiques et volcaniques précambriennes dans les Appalaches du Québec, région de Saint-Malachie. Association Géologique du Canada ; Université Laval, Excursion A-15 et B-7, 25 pages.

——— 1984 – Stratigraphie et Structure de l'Orogène Taconique de la région de Rivière-du-Loup, Québec. Thèse de doctorat ; Université Laval, 302 pages.

VALLIÈRES, A. – HUBERT, C. – BROOKS, C., 1978 – A slice of basement in the western margin of the Appalachian orogen, Saint-Malachie, Québec. Journal canadien des Sciences de la Terre ; volume 15, pages 1242-1249.

VAN DE KAMP, P.C. – LEAKE, B.E. – SENIOR, A., 1976 – The petrography and geochemistry of some californian arkoses with application to identifying gneisses of metasedimentary origin. Journal of geology ; volume 84, pages 195-212.

VANDENBERGHE, N., 1975 – A sedimentological study of the septaria clay of Boom (Rupelian age) in Belgium *In* Synthèse sédimentologique des bassins sédimentaires. Mangin J. éditeur. Neuvième congrès international de sédimentologie, Nice, France.

WALKER, R.G., 1976 – Facies Models 2. Turbidites and Associated Coarse clastic deposits. Geoscience Canada ; volume 3, pages 25-36.

——— 1978 – Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans : models for exploration for stratigraphic traps. American Association of Petroleum Geologists Bulletin ; volume 62, pages 932-966.

WEEKS, L.G., 1953 – Environment and mode of origin and facies relationships of carbonate concretions in Shale. Journal of Sedimentary Petrology ; volume 23, pages 162-173.

WEIJERMARS, R., 1984 – Shear band foliation as an indicator of sense of shear : Field observations in central Spain. Geology ; volume 12, pages 603-606.

WENWORTH, C.K., 1922 – A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology ; volume 30, pages 377-392.

WHITEHEAD, R.E.S. – GOODFELLOW, W.J., 1978 – Geochemistry of volcanic rocks from the Tetagouche Group, Bathurst, New-Brunswick, Canada. Journal canadien des Sciences de la Terre ; volume 12, no 2, pages 207-220.

WILLIAMS, H., 1978 – Tectonic-Lithofacies map of the Appalachian Orogen. Memorial University of Newfoundland ; map no 1, scale 1:1 000 000, map no 1a, scale 1:2 000 000.

——— 1979 – Appalachian Orogen in Canada. Journal canadien des Sciences de la Terre ; volume 16, pages 792-807.

——— 1984 – Miogeoclines and suspect terranes of the Caledonian – Appalachian Orogen : tectonic patterns in the North Atlantic region. Journal canadien des Sciences de la Terre ; volume 21, pages 887-901.

WILLIAMS, H. – STEVENS, R.K., 1969 – Geology of Belle Isle-northern extremity of the deformed Appalachian miogeosynclinal belt. Canadian Journal of Earth Sciences ; volume 6, pages 1145-1157.

WILLIAMS, H. – MALPAS, J., 1972 – Sheeted dikes and brecciated dike rocks within transported igneous complexes, Bay of Island Western Newfoundland. Canadian Journal of Earth Science ; volume 9, pages 1216-1219.

WILLIAMS, H. – KENNEDY, M.S. – NEALE, E.R.W., 1974 – The North-eastword termination of the Appalachian Orogen. *In* the Ocean Basins and Margins. volume 2, pages 79-123.

WILLIAMS, H. – STEVENS, R.K., 1974 – The Ancient Continental Margin of Eastern North America. *In* : Geology of Continental margins, C.A. Bunks et C.L. Drake, editors ; Springer-Verlag, pages 761-796.

WILLIAMS, H. – HATCHER, R.D., jr., 1982 – Suspect terranes and accretionary history of the Appalachian Orogen. Geology ; volume 10, pages 530-536.

——— 1983 – Appalachian suspect terranes. *In* : Contributions to the tectonics and geophysics of mountain chains. Edited by R.D. Hetcher, jr., H. Williams and I. Zietz. Geological Society of America ; memoir 158, pages 33-53.

WILLIAMS, H. – ST-JULIEN, P., 1978 – The Baie Verte-Brompton Line in Newfoundland and regional correlations in the Canadian Appalachians. Commission géologique du Canada ; étude préliminaire 78-1A, pages 225-229.

——— 1982 – The Baie Verte – Brompton Line : early Paleozoic continent – ocean interface in the Canadian Appalachians. *In* major structural zones and faults of the northern Appalachians. Edited by P. St-Julien et J. Béland. Geological Association of Canada ; special paper 24, pages 177-207.

WILSON, C., en préparation – Pétrographie et géochimie des roches volcanique cambro-ordoviciennes de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.

WILSON, J.T., 1966 – Did the Atlantic close and then reopen ? Nature ; volume 211, pages 676-681.

WINCHELL, H., 1958 – The composition and physical properties of garnet. American mineralogist ; volume 43, pages 595-600.

WISE, D.U. – DUNN, D.E. – ENGELDER, J.T. – GEISER, P.A. – HATCHER, R.D. – KISH, S.A. – ODOM, A.L. – SCHAMEL, S., 1984 – Fault-related rocks : Suggestions for terminology. Geology ; volume 12, pages 391-394.

WOLF, K.H., 1971 – Textural and compositional transitional stages between various lithic grain types with a comment on « Interpreting detrital modes of graywacke and arkose ». Journal of Sédimentary Petrology ; volume 41, pages 328-332.

WOODCOCK, N.H. – ROBERTSON, A.H.F., 1982 – Wrench and thrust tectonics along a Mesozoic-Cenozoic continental margin : Antalya complex, SW Turkey. Journal of Geological Society of London ; volume 139, pages 147-163.

ZEN, E., 1983 – Exotic terranes in the New-England Appalachians-limits, candidates and ages : A speculative essay. Geological Society of America ; memoir 158, pages 55-81.

ZIETZ, I. – HAWORTH, R.I. – WILLIAMS, H. – DANIELS, D.L., 1980 – Magnetic anomaly map of the Appalachian orogen. Memorial University of Newfoundland ; Map no 2a.

Annexe 1

Localisations exprimées en coordonnées UTM*

Loc. 1 – 351600 mE, 5355250 mN
Loc. 2 – 353950 mE, 5356025 mN
Loc. 3 – 356950 mE, 5353800 mN
Loc. 4 – 350350 mE, 5352025 mN
Loc. 5 – 348500 mE, 5353400 mN
Loc. 6 – 352850 mE, 5346750 mN
Loc. 7 – 351500 mE, 5348950 mN
Loc. 8 – 351800 mE, 5349050 mN
Loc. 9 – 351850 mE, 5348450 mN
Loc. 10 – 352025 mE, 5347900 mN
Loc. 11 – 351650 mE, 5349050 mN
Loc. 12 – 351600 mE, 5349000 mN
Loc. 13 – 351300 mE, 5349050 mN
Loc. 14 – 351350 mE, 5349100 mN
Loc. 15 – 348700 mE, 5345250 mN
Loc. 16 – 352450 mE, 5342300 mN
Loc. 17 – 351150 mE, 5343550 mN
Loc. 18 – 350200 mE, 5340900 mN
Loc. 19 – 347850 mE, 5340550 mN
Loc. 20 – 350650 mE, 5338250 mN
Loc. 21 – 349550 mE, 5350425 mN
Loc. 22 – 350000 mE, 5352450 mN
Loc. 23 – 530200 mE, 5340900 mN
Loc. 24 – 349900 mE, 5341050 mN
Loc. 25 – 347850 mE, 5340550 mN
Loc. 26 – 350700 mE, 5338250 mN
Loc. 27 – 349825 mE, 5343175 mN
Loc. 28 – 349900 mE, 5342600 mN
Loc. 29 – 344750 mE, 5344100 mN
Loc. 30 – 345450 mE, 5352150 mN
Loc. 31 – 349825 mE, 5350175 mN
Loc. 32 – 349850 mE, 5342700 mN
Loc. 33 – 348575 mE, 5345350 mN
Loc. 34 – 348400 mE, 5350175 mN
Loc. 35 – 349575 mE, 5342100 mN

* Zone 20 des cartes 22 A/2, 22 A/3, 22 A/6 et 22 A/7 des cartes au 1/50 000 du Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada.

Annexe 2

Analyses à la microsonde et proportions ioniques d'amphiboles provenant de trois amphibolites

Échantillon	4011-E	284	MS-1
Moyenne de	3	6	6
SiO_2	46,32	44,23	43,43
TiO_2	,87	,72	,68
Al_2O_3	7,58	9,34	11,65
FeO	14,08	16,15	17,26
MnO	,31	,28	,28
MgO	14,52	12,46	10,44
CaO	13,24	13,18	12,36
Na_2O	,99	1,12	1,49
K_2O	,69	,66	,41
Total	98,6	98,14	98,00
Nombre d'ions sur la base de 23 (0) :			
T Si	6,80	6,60	6,50
Al IV	1,20	1,40	1,50
Al VI	,11	,24	,55
Ti	,10	,08	,08
C Fe^{+++}	,40	,40	,40
Fe^{++}	1,22	2,77	2,33
Mg	3,17	1,51	1,64
Mn			
Fe^{++}	,11	,10	,12
Mn	,04	,03	,03
B Mg			
Ca	2,08	2,11	1,98
Na			
A Na	,28	,33	,43
K	,13	,12	,08
Types d'amphibole*	A	A	B

* A = Magnésio-hornblende (Leake, 1978),
B = Hornblende magnésio-tschermakitique, à tendance ferrifère (Leake 1978).

4011-E : Copeau de socle grenvillien
284 : Mélange ophiolitique de Nadeau
MS-1 : Mont Serpentine situé à 25 km au NW de Gaspé.

Annexe 3

Analyses chimiques de volcanites basiques, de blocs ophiolitiques et de roches du socle

ROCHE VOLCANIQUE DU GROUPE DE MAQUEREAU (unité 2b)		ROCHE VOLCANIQUE DU MÉLANGE DE LA RIVIÈRE PORT-DANIEL (unité 4)			FRAGMENTS VOLCANIQUES BASIQUES DE LA FORMATION DE DUBUC (unité 7)		MÉLANGE OPHIOLITIQUE DE NADEAU (unité 3)					SOCLE GRENVILLIEN (unité 1) GNEISS			
							HARZBURGITE	ORTHOPYROXÉNITE	DUNITE	ROCHE VOLCANIQUE	AMPHIBOLITE	AMPHIBOLITE	GRANITIQUE		GRANODIORITE
No.	92177	93362	93363	95176	96768	96769	92182	93359	93360	95895	93348	95899	95898	96027	95897
SiO_2 (%)	50,00	47,90	56,10	55,70	35,80	43,10	40,00	55,40	38,60	40,10	49,10	47,10	62,80	69,10	66,00
TiO_2	1,70	0,22	0,22	0,21	1,92	1,75	0,10	0,03	0,16	0,17	0,94	1,57	1,08	0,82	0,95
Al_2O_3	11,90	12,60	12,80	13,60	16,30	17,60	0,30	0,58	11,10	13,50	13,20	13,10	14,90	15,60	15,10
Fe_2O_3	6,65	4,05	1,45	–	–	–	5,51	2,21	2,15	–	3,20	–	–	–	–
FeO	6,96	2,67	5,31	–	–	–	2,26	6,95	5,21	–	8,81	–	–	–	–
FeO*	(14,94)	(6,32)	(6,62)	7,75	15,66	12,06	(7,22)	(8,95)	(7,15)	7,93	(11,70)	14,85	7,01	5,52	4,54
MgO	6,26	6,44	10,50	10,90	10,60	7,03	38,20	30,30	30,10	17,90	7,89	6,49	2,11	1,72	1,84
MnO	0,28	0,30	0,11	0,10	0,31	0,40	0,08	0,20	0,21	0,19	0,20	0,20	0,07	0,01	0,07
CaO	5,38	9,48	3,58	5,29	3,60	3,08	0,06	1,42	2,22	13,20	8,40	6,24	0,61	1,06	0,46
Na_2O	3,05	4,14	4,04	2,23	2,79	4,85	0,03	0,02	0,17	0,05	2,39	3,98	2,87	1,51	3,48
K_2O	0,22	0,70	0,19	0,25	0,25	0,13	0,02	0,07	0,20	<0,04	2,07	0,84	3,40	3,25	3,68
P_2O_5	0,23	<0,03	<0,03	<0,03	0,14	0,13	0,02	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	0,06	0,16	0,12	0,19
H_2O+	(3,61)	(3,66)	4,66	–	–	–	(12,00)	2,90	10,90	–	2,50	–	–	–	–
S	0,06	0,01	0,005	0,02	0,06	0,03	0,05	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	–	0,05
PAF	4,16	6,52	–	4,73	9,91	7,39	12,90	–	–	6,94	–	2,46	2,48	2,57	2,20
Total	96,67	98,70	99,20	100,79	97,34	97,55	99,53	100,05	101,06	100,07	98,74	96,94	97,50	101,28	98,56
Cu (ppm)	260	–	–	–	121	5	9	–	–	38	5	190	22	43	40
Ni	38	130	160	73	135	161	2400	170	91	110	94	58	31	34	28
Co	59	38	53	34	–	–	96	86	31	43	72	73	62	16	84
Cr	13	440	430	300	380*	350*	2100	1200	350	460	230	510	120*	24	180*
V	520	170	160	210	339	338	16	50	140	190	–	–	84	74	78
Rb	12	17	<5	<5	–	–	–	–	–	–	46	31	–	95	–
Sr	190	130	150	100	89	114	–	3	20	20	310	110	170	140	190
Zr	110	13	23	15	–	–	–	–	–	9	49	94	430	300	320
Ba	160	140	30	60	90	100	–	<5	10	10	450	190	1100	987	1200
Y	35	<5	<5	<5	30	22	–	–	–	–	25	32	–	28	–
Nb	8	<5	<5	<5	–	–	–	–	–	–	<5	<5	–	16	–
Sc	50	35	29	30	54	45	–	–	–	–	–	–	–	12	–
Zn	–	–	–	–	113	96	–	–	–	65	100	110	66	78	85

* indique une valeur possiblement faussée par une contamination en Co et Cr lors du broyage de l'échantillon.

Annexe 4

Analyses chimiques de granitoïdes des mélanges

	MÉLANGE OPHIOLITIQUE DE NADEAU (unité 3g)												MÉLANGE DE LA RIVIÈRE PORT-DANIEL (unité 4)		
No.	93346	93347	93349	93356	93357	93358	95690	95691	95692	95693	95694	95696	95771	95775	95776
SiO_2 (%)	64,90	72,20	76,80	58,80	58,90	73,60	67,10	66,30	71,40	75,40	77,30	60,00	74,80	76,00	70,10
TiO_2	1,05	0,26	0,07	0,37	0,24	0,21	0,64	0,60	0,24	0,10	0,04	0,18	0,22	0,16	0,47
Al_2O_3	16,00	13,60	13,30	16,70	14,50	13,20	15,20	15,00	13,80	14,10	12,50	19,20	12,90	12,80	11,00
Fe_2O_3	1,22	0,87	0,94	1,57	1,30	0,93	–	–	–	–	–	–	–	–	–
FeO	4,63	1,32	0,35	2,28	5,60	1,96	–	–	–	–	–	–	–	–	–
FeO*	(5,73)	(2,10)	(1,20)	(3,70)	(6,78)	(2,80)	3,16	3,40	1,71	0,40	0,38	3,50	2,58	1,41	2,72
MgO	1,76	0,86	0,34	1,57	4,97	0,59	3,03	3,05	0,77	0,24	0,31	1,91	1,17	1,14	2,15
MnO	0,10	0,04	0,02	0,06	0,12	0,05	0,07	0,06	0,05	<0,01	0,02	0,05	0,04	<0,01	<0,18
CaO	1,24	0,72	0,42	4,13	3,98	1,07	1,76	1,88	0,72	0,41	0,71	4,41	0,43	0,31	2,77
Na_2O	3,45	2,89	3,93	8,75	3,81	5,27	4,97	4,72	2,78	8,07	6,62	8,72	6,01	4,52	1,49
K_2O	2,06	5,24	3,80	0,19	3,35	0,01	1,19	0,98	4,90	0,45	1,44	0,23	0,44	0,50	2,61
P_2O_5	0,16	0,25	0,06	0,06	<0,03	<0,03	0,05	0,07	0,27	0,06	0,13	<0,03	<0,03	<0,03	0,23
H_2O+	2,76	1,36	0,78	1,80	1,84	1,10	–	–	–	–	–	–	–	–	–
S	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04	0,05
PAF	–	–	–	2,46	–	–	2,07	2,17	1,55	0,60	0,55	1,92	1,23	1,60	3,96
Total	99,36	99,62	100,82	98,80	98,85	99,03	99,26	98,27	98,00	99,88	100,02	100,16	99,87	98,52	97,75
Cu (ppm)	3	3	3	54	41	4	4	9	10	35	4	35	2	31	20
Ni	33	10	2	1	21	<0,3	8	8	10	3	3	21	5	193	75
Co	61	81	110	62	58	98	140	130	210	170	310	76	–	–	–
Cr	49	4	3	4	21	7	40	40	60	12	10	220	10*	70*	100*
V	88	22	16	53	210	22	9	13	13	3	2	16	13	11	37
Rb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sr	310	150	190	110	200	300	550	550	150	270	160	500	230	254	189
Zr	360	150	68	46	16	27	250	240	110	76	7	15	–	84	230
Ba	980	610	690	40	720	500	280	300	450	60	260	50	140	256	936
Y	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	10	5	22
Nb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sc	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	10	9	9
Zn	61	25	6	47	63	23	54	44	38	13	17	28	28	23	57

* Indique une valeur possiblement faussée par une contamination en Co et Cr lors du broyage de l'échantillon.

Annexe 5

Analyses chimiques de tufs acides et de diabases de la Formation de Neckwick

	TUFS ACIDES DE LA FORMATION DE NECKWICK (unité 5)						TUF ACIDE GROUPE D'HONORAT (unité 8)	FRAGMENTS VOLCANIQUES ACIDES DE CONGLOMÉRATS DE LA FORMATION DE NECKWICK (unité 5)			DIABASES INTRUSIVES DANS LA FORMATION DE NECKWICK (unité D)						
No.	93350	93351	93352	93353	93354	93355	95177	96772	96773	96774	93516	93515	GB1146	93517	93518	92176	92179
SiO_2 (%)	76,50	69,40	69,40	72,60	75,00	71,60	72,80	62,50	64,20	67,10	48,50	48,50	50,60	49,00	48,90	49,20	48,20
TiO_2	0,16	0,41	0,47	0,28	0,27	0,36	0,32	0,74	0,46	0,10	2,31	2,23	1,89	3,05	2,25	1,90	1,90
Al_2O_3	11,40	13,50	13,40	13,60	12,80	14,00	14,20	17,60	18,40	16,70	14,00	13,40	12,60	12,00	13,00	12,90	13,80
Fe_2O_3	0,76	1,55	1,03	0,78	0,75	1,68	–	–	–	–	4,78	3,60	–	4,70	3,20	2,10	3,10
FeO	0,77	1,74	2,35	0,96	1,00	1,06	–	–	–	–	8,21	10,10	–	11,20	10,30	10,50	9,78
FeO*	(1,45)	(3,13)	(3,28)	(1,66)	(1,68)	(2,57)	2,04	1,91	2,40	0,76	(12,51)	(13,34)	12,41	(15,43)	(13,18)	(12,39)	(12,57)
MgO	1,26	1,91	2,09	1,17	1,87	1,36	1,31	0,59	1,78	0,08	6,01	6,05	5,50	4,24	5,70	6,20	5,76
MnO	0,02	0,06	0,08	0,04	0,02	<0,01	0,03	0,04	0,04	<0,01	0,18	0,31	0,16	0,26	0,28	0,31	0,21
CaO	0,18	0,41	1,03	0,97	0,21	0,21	0,13	2,67	0,80	0,66	8,50	6,05	6,34	6,93	6,79	7,06	7,96
Na_2O	3,41	2,09	1,48	2,91	3,57	0,42	3,76	8,48	8,76	7,94	2,69	4,34	4,77	3,50	4,45	4,36	3,95
K_2O	2,74	4,27	4,67	2,99	1,96	4,67	3,97	0,28	0,09	2,41	0,15	0,45	0,16	0,40	0,21	0,30	0,45
P_2O_5	<0,03	0,05	0,10	<0,03	<0,03	0,06	<0,03	0,09	0,04	<0,03	0,18	0,18	0,18	0,28	0,18	0,18	0,18
H_2O+	1,46	2,84	3,00	2,16	2,48	3,58	–	–	–	–	3,30	3,98	3,08	2,95	3,36	3,20	3,00
S	0,01	0,01	0,06	0,02	0,01	0,02	0,03	0,04	0,01	0,04	0,05	0,16	0,20	0,12	0,03	0,16	0,06
PAF	–	–	–	–	–	–	2,25	3,16	2,44	1,35	–	–	–	–	–	–	–
Total	98,70	98,24	99,16	98,51	99,97	99,03	100,87	98,10	99,42	99,18	98,86	99,35	97,89	98,63	98,65	98,37	98,37
Cu (ppm)	7	16	11	8	8	10	8	57	19	46	61	58	99	34	34	78	63
Ni	20	50	42	26	24	42	23	58	90	30	33	38	41	33	33	45	35
Co	42	17	26	25	23	18	2	78*	90*	157*	–	–	–	–	–	–	–
Cr	19	33	33	15	11	25	28	160*	19*	50*	49	58	44	42	42	68	39
V	–	–	–	–	–	–	–	122	35	5	430	400	380	330	420	390	410
Rb	74	150	140	130	75	160	94	15	9	42	9	18	7	17	11	11	21
Sr	160	150	210	1500	170	160	180	305	358	342	160	320	150	130	130	230	270
Zr	120	170	280	190	170	270	150	210	230	84	160	150	160	210	160	130	140
Ba	850	1200	1100	1200	270	2100	1000	131	124	1100	60	610	80	70	70	410	130
Y	27	33	28	47	30	28	14	23	45	8	41	46	43	58	46	36	39
Nb	10	10	11	15	13	17	16	8	8	7	<5	<5	<5	<5	<5.	6	<5
Zn	36	67	75	51	48	60	42	23	36	4	160	150	110	110	110	–	–

* indique une valeur possiblement faussée par une contamination en Co et Cr lors du broyage de l'échantillon.

Annexe 6

Analyses chimiques de grès (recalculées à 100%)

	GRÈS DU GROUPE DE MAQUEREAU (unités 2a, 2c et 2e)									GRÈS DU MÉLANGE DE LA RIVIÈRE PORT-DANIEL (unité 4)			GRÈS DE LA FORMATION DE TOURELLE ET DU MÉLANGE DE CAP DES ROSIERS (Nord de la Gaspésie)			BLOCS DE GRÈS DU MÉLANGE DE LA RIVIÈRE DU MILIEU (unité 6b)		
No.	95917	95918	95919	95920	95921	95922	95923	95924	92178	95928	95929	96767	95900	95901	95902	95925	95926	95927
SiO_2 (%)	59,53	62,49	67,84	55,60	57,75	55,04	69,66	64,66	66,82	71,17	69,37	77,57	63,50	69,59	71,51	66,18	67,32	66,80
TiO_2	0,85	1,01	0,66	1,16	0,99	1,32	0,58	0,63	0,94	0,68	0,94	0,63	0,70	0,75	0,71	0,65	0,78	0,74
Al_2O_3	19,74	17,36	16,70	19,80	20,84	20,05	14,34	15,60	15,82	11,79	13,79	10,19	9,87	8,82	12,01	12,71	13,29	13,72
Fe_2O_3tot.	8,57	8,47	5,32	10,18	9,78	13,79	5,29	5,69	5,16	6,24	7,39	7,78	5,05	5,02	6,51	6,51	6,33	6,89
MgO	3,14	2,89	1,87	4,56	3,25	2,05	1,64	0,94	1,76	5,38	2,07	2,18	3,59	3,95	3,96	3,09	3,90	4,03
MnO	0,19	0,19	0,02	0,09	0,09	0,06	0,06	0,09	0,09	0,13	0,21	0,04	0,31	0,17	0,09	0,40	0,16	0,16
CaO	1,73	0,59	0,62	1,84	2,03	1,65	1,22	6,35	2,26	0,75	0,95	0,25	13,41	8,39	1,14	6,38	3,53	2,93
Na_2O	4,60	2,94	2,90	4,39	2,50	2,06	3,27	4,09	4,66	1,99	2,41	0,10	2,49	2,54	2,21	2,20	2,41	2,54
K_2O	1,51	3,84	3,99	2,05	2,61	3,90	3,91	1,83	2,33	1,73	2,69	1,15	1,01	0,64	1,74	1,78	2,14	2,07
P_2O_5	0,14	0,22	0,06	0,33	0,16	0,07	0,02	0,13	0,15	0,14	0,18	0,11	0,08	0,14	0,12	0,10	0,13	0,11
Cu (ppm)	39	33	13	40	73	17	2	8	17	7	25	28	18	18	28	20	25	24
Ni	37	44	23	45	57	58	16	26	14	336	45	1200	125	158	157	99	198	187
Zn	113	161	86	141	125	152	48	57	–	81	95	192	53	53	95	84	94	123
Cr	42*	53*	34*	69*	73*	75*	22*	28*	23	1400*	48*	2900*	230*	370*	330*	170*	360*	300*
Sr	294	39	78	100	92	202	130	45	170	146	136	20	157	96	84	161	125	112
Zr	250	280	230	360	150	210	240	300	–	230	310	280	190	260	220	210	230	220
Li	89	11	27	40	48	53	8	42	–	43	29	7	43	30	45	42	40	43
V	112	152	51	155	154	153	58	62	–	61	100	90	85	105	104	80	99	95
Ti/100	49	57	38	66	56	75	34	35	–	39	55	36	36	40	40	38	44	42
Y	15	14	18	32	25	30	7	18	–	11	11	10	19	19	14	24	20	20
Ba	600	1100	640	860	340	470	670	340	650	460	610	230	150	160	600	310	400	390
Sc	11	15	10	18	19	24	7	9	–	10	9	13	14	16	13	13	14	13

* indique une valeur possiblement faussée par une contamination en Co et Cr lors du broyage de l'échantillon.

Analyses chimiques de grès (suite)

	GRÈS DE LA FORMATION DE NECKWICK (unité 5)									GRÈS DE LA FORMATION DE DUBUC (unité 7)						MÉTAGRÈS DU MÉLANGE OPHIOLITIQUE DE NADEAU (unité 3m)	
No.	95903	95904	95905	95906	95907	95908	95909	95910	96770	95911	95912	95913	95914	95915	95916	92180	92181
SiO_2 (%)	65,21	69,50	68,74	68,36	65,96	60,63	68,69	73,09	69,38	72,50	67,12	77,41	79,85	81,29	78,92	70,14	71,70
TiO_2	0,79	1,46	0,76	0,77	0,81	0,74	0,73	0,62	0,77	0,72	0,85	0,64	0,46	0,53	0,49	1,24	1,23
Al_2O_3	14,65	11,90	13,36	14,03	14,43	13,99	12,13	10,88	14,62	10,98	11,84	9,77	7,88	6,96	8,22	13,03	11,17
Fe_2O_3tot.	8,69	7,92	6,56	6,54	6,10	6,51	5,02	5,58	5,95	6,27	6,37	4,86	3,79	2,69	4,49	6,93	7,41
MgO	4,53	3,30	5,01	4,99	3,77	4,80	3,17	4,49	4,37	4,88	3,46	3,25	2,46	1,87	3,36	2,15	1,82
MnO	0,06	0,06	0,06	0,06	0,11	0,17	0,13	0,05	0,06	0,06	0,10	0,09	0,11	0,11	0,16	0,09	0,09
CaO	0,92	1,41	1,41	0,52	3,32	8,25	5,30	1,37	0,12	1,29	6,80	0,92	3,11	3,29	1,36	1,80	1,64
Na_2O	2,38	2,46	2,01	2,11	2,89	2,23	2,56	2,12	2,54	1,30	1,26	1,83	1,02	1,95	1,08	1,95	2,06
K_2O	2,63	1,92	2,00	2,53	2,48	2,59	2,18	1,73	2,16	1,92	2,11	1,15	1,25	1,21	1,82	2,75	2,77
P_2O_5	0,13	0,06	0,07	0,06	0,12	0,10	0,10	0,06	0,02	0,07	0,10	0,07	0,07	0,06	0,06	0,12	0,11
Cu (ppm)	26	6	24	42	22	26	18	17	26	18	18	15	13	8	9	25	20
Ni	193	66	254	223	165	160	141	194	183	116	83	108	64	37	56	43	40
Zn	102	70	97	104	89	101	71	81	82	77	100	75	77	43	91	–	–
Cr	420*	710*	340*	310*	220*	160*	310*	560*	260*	300*	53*	330*	53*	39*	56*	57	48
Sr	83	82	87	65	97	105	110	68	70	82	131	68	96	93	84	170	160
Zr	220	1300	210	220	240	190	220	240	200	240	250	[illegible]	[illegible]	[illegible]	250	310	330
Li	47	38	45	40	34	44	29	34	40	[illegible]	41	30	[illegible]	[illegible]	44	–	–
V	105	154	98	105	101	106	83	90	87	69	[illegible]	58	[illegible]	[illegible]	44	100	110
Ti/100	44	83	42	44	45	40	40	35	44	41	[illegible]	37	[illegible]	30	27	–	–
Y	20	24	19	18	21	23	18	16	14	12	[illegible]	[illegible]	[illegible]	15	17	19	16
Ba	390	400	810	440	400	470	380	330	396	600	[illegible]	[illegible]	[illegible]	750	4100	790	900
Sc	15	18	13	14	15	25	10	13	13	9	11	[illegible]	7	6	7	11	12

* Indique une valeur possiblement faussée par une contamination en Co et Cr lors du broyage de l'échantillon.

Annexe 7

Analyses modales de grès

Numéro	Qm	Qp	F	Ls	Lv	M	Op	Ma	C	Granulométrie moyenne (mm)
					% par volume					
					GROUPE DE MAQUEREAU (n = 200)					
1	30	4	48	0	0	3	1	14	0	0,3
2	33	1	43	0	0	3	5	15	0	0,3
3	30	12	30	6	0	1	9	12	0	0,4
4	60	6	16	0	0	4	1	13	0	0,45
5	46	7	26	2	0	8	2	9	0	0,45
6	22	8	54	0	0	0	7	8	1	0,45
7	37	4	33	0	0	9	2	15	0	0,5
8	63	6	14	0	0	0	0	17	0	0,6
9	50	14	20	1	0	1	1	13	0	0,6
10	15	2	60	1	3	1	1	16	1	0,6
11	20	2	55	1	1	0	8	8	5	0,6
12	16	4	59	0	1	1	7	10	2	0,6
13	21	2	56	0	3	0	2	15	1	0,75
14	52	3	30	0	0	2	3	10	0	1,5
15	26	6	32	4	10	3	2	17	0	1,5
					MÉLANGE DE LA RIVIÈRE PORT-DANIEL (n = 300)					
16	23	14	30	0	5	15	2	11	0	0,3
17	9	3	20	1	11	28	3	3	22	0,3
					FORMATION DE NECKWICK (n = 300)					
18	23	3	19	6	16	10	2	13	8	0,16
19	21	6	16	11	19	5	1	19	2	0,45
20	32	6	14	12	18	4	0	14	0	0,45
21	30	8	15	11	15	4	1	15	1	0,45
22	32	10	14	9	25	2	0	8	0	0,45
23	28	10	13	12	16	2	1	18	0	0,60
24	21	6	22	5	26	1	1	18	0	0,60
25	28	2	34	5	7	6	1	17	0	0,60
26	20	6	18	8	24	7	0	17	0	0,60
27	29	12	9	13	14	3	1	18	1	0,60
28	21	9	17	11	19	2	0	20	1	0,60
29	25	6	12	10	23	2	0	20	2	0,60
30	24	9	19	9	21	2	1	16	0	0,70
31	22	9	21	7	26	2	0	12	1	0,70
32	31	13	11	7	20	1	3	14	0	0,80
33	14	5	28	8	17	3	12	13	0	0,90
34	28	7	13	8	23	3	1	17	0	0,90
35	24	10	11	12	27	1	1	14	0	1,20
36	28	14	20	7	14	1	1	15	0	1,20
					MÉLANGE DE LA RIVIÈRE DU MILIEU (n = 300)					
37	18	7	22	13	19	3	1	16	1	0,60
38	21	11	14	17	20	3	1	13	0	0,60

(Quartz monocristallin = Qm ; quartz polycristallin = Qp ; feldspath = F ; fragment lithique sédimentaire et métamorphique = Ls ; volcanique = Lv ; mica = M ; minéral opaque = Op ; matrice = Ma ; ciment = C).

Analyses modales de grès (suite)

Numéro	Qm	Qp	F	Ls	Lv	M	Op	Ma	C	Granulométrie moyenne (mm)
					% par volume					
				FORMATION DE DUBUC (n = 300)						
39*	11	29	23	17	0	16	1	3	0	0,20
40*	16	28	9	17	0	21	1	7	1	0,20
41*	22	23	15	23	0	12	1	3	1	0,30
42	13	31	14	34	0	1	1	1	5	0,60
43	15	29	4	37	0	2	0	4	9	0,75
44	15	32	5	28	1	2	0	15	2	1,20
45	12	34	6	41	2	3	0	1	1	1,50
46	10	34	9	39	1	1	0	2	4	1,50
47	10	34	9	36	2	1	1	2	5	1,50
48	8	27	7	42	6	5	0	5	0	2,00
49	5	32	7	39	0	1	0	9	7	2,00
				GROUPE D'HONORAT (n = 300)						
50	26	3	20	8	18	3	1	19	2	0,45
51	30	3	20	8	12	4	1	21	1	0,50
				FORMATION DE TOURELLE (n = 300)						
52	35	3	22	5	8	4	2	21	0	0,45
53	44	5	11	10	6	3	0	2	19	0,60
54	41	4	10	10	3	6	1	19	6	0,60
55	44	2	16	7	8	6	1	13	3	0,90
56	36	7	12	16	12	3	0	3	11	1,50

* analyse exclue des moyennes.

(Quartz monocristallin = Qm ; quartz polycristallin = Qp ; feldspath = F ; fragment lithique sédimentaire et métamorphique = Ls, volcanique = Lv ; mica = M ; minéral opaque = Op ; matrice = Ma ; ciment = C).

Annexe 8

Moyenne des paramètres Q.F.L, Qm.F.Lt, Qp.Lv.Ls (Dickinson & Suczek, 1979) pour des grès du Groupe de Maquereau, du Groupe de Mictaw, du Groupe d'Honorat et de la Formation de Tourelle.

		Nombre d'échantillons	Q	F	L	Qm	F	Lt	Qp	Lv	Ls
	Groupe de Maquereau	15	49	48	3	43	48	9	72	14	14
GROUPE DE MICTAW	Formation de Neckwick	19	42	21	37	32	21	47	22	54	24
	Mélange de la rivière du Milieu	2	35	22	43	24	22	54	20	46	34
	Formation de Dubuc	8	47	9	44	12	9	79	44	3	53
	Formation de Tourelle	19 (Hiscott, 1978)	68	12	20	62	12	26	30	12	58
	Groupe d'Honorat	2	42	27	31	38	27	35	11	58	31

(Quartz monocristallin = Qm ; quartz polycristallin = Qp ; feldspath = F ; fragment lithique sédimentaire et métamorphique = Ls ; volcanique = Lv ; mica = M ; minéral opaque = Op ; matrice = Ma ; ciment = C).

Annexe 9

Composition des plagioclases dans un métagrès tufacé de type « Chain-Lakes » du mélange ophiolitique de Nadeau (mont Castle)

CRISTAL	MÉTHODE	ANGLE* OPTIQUE	PLANS CRISTALLOGRAPHIQUES	An (2V)	An (COURBES)
		Section 274-2			
1 – déformé	Migration	2Vx 82°	010, RS	25	23
2 – déformé	Migration	2Vx 72°	010	28 HT	30
3 – altéré	Migration	2Vx 83°	010, RS	28	40
4 – altéré	Migration	2Vx 90°	010, RS	38	38
5 – ptt brisé	Migration	2Vx 83°	010, 001 (cliv.)	30	37
6 – altéré	Migration	2Vz 96°	001	30	29
7 – clair	Slemmons	2Vx 84°	001, 010 (cliv.)	31	29
8 – altéré	Migration	2Vx 83°	010	30	32
		Section 65			
1 – altéré	Migration	90° Berek	010	36	36
2 – altéré	Migration	90° Berek	010	36	36
3 – clair	Migration	2Vx 83°	010	30	33
4 – clair	Migration	2Vx 70°	010, RS	27 HT	31
5 – ptt clair	Migration	2Vx 72°	010	28 HT	37
6 – altéré	Migration	2Vx 82°	010	25	25
7 – altéré	Migration	2Vz 95°	RS/001	31	30
8 – altéré	Migration	2Vx 83°	010, RS	32	33
9 – altéré	Migration	2Vx 82°	010	30	30
10 – ptt clair	Slemmons	2Vz 85°	010, RS	40	40

* Mesures optiques (orthoscopiques) sur platine Federov-Emmons, effectuées par R. Béland, Université Laval.

Annexe 10

Direction des paléocourants dans la Formation de Neckwick

NUMÉRO	NUMÉRO D'AFFLEUREMENT	ORIENTATION ET PLONGEMENT DES FLÛTES	DIRECTION DU PALÉOCOURANT (après plissement)	STRATIFICATION POLARITÉ SÉDIMENTAIRE (I = inverse)	ORIENTATION ET PLONGEMENT DES AXES DE PLI	PALÉOCOURANT (avant plissement)
1	1026	N 299°-11°	N 299°	N 296°-60° (I)	N 320°-35° (P1)	N 353°
2	1029	N 304°-25°	N 304°	N 301°-79° (I)	N 312°-40° (P1)	N 327°
3	1043	N 021°-38°	N 021°	N 343°-52° (I)	N 030°-43° (P2) N 340°-35° (P1)	N 310°
4	1059	N 070°-27°	N 250°	N 285°-55° (I)	N 320°-40° (P1)	N 050°
5	1066	N 840°-43°	?	N 290°-66° (I)	N 299°-16° (P1)	N 012° ou N 192°
6A	115	N 325°-30°	N 325°	N 290°-50° (I)	N 322°-35° (P1)	N 320°
6B	115	N 045°-42°	N 225°	N 295°-51° (I)	N 320°-30° (P1)	N 080°
6C	115	N 095°-20°	?	N 295°-51° (I)	N 320°-30° (P1)	N 213° ou N 033°

Annexe 11

Liste des fossiles identifiés dans le groupe de Mictaw (Localités 1 à 8)

1) FORMATION DE NECKWICK :

* Localité 1 : Ruisseau Neckwick ; niveau de grès, 348700mE, 5345250mN. (identification par J. Riva, 1984).
Fossiles : Graptolites : *Pseudoclimacograptus angulatus* (Bulman)
Âge : *Llanvirnien, Zone à D. murchisoni*

2) MÉLANGE DE LA RIVIÈRE DU MILIEU :

* Localité 2 : Rivière Port-Daniel du Milieu ; mudstone cherteux, 349775mE, 5341150mN. (identifiction par J. Riva, 1982).
Fossiles : Graptolites : *Mastigograptus* sp
Spicules d'éponge tétraxone : *Protospongia* de Métis ?
Âge : Cambrien Supérieur – Ordovicien ?

* Localité 3 : Rivière Port-Daniel du Milieu ; bloc de grès ; 348000mE, 5342150mN. (identification par J. Riva, 1984).
Fossiles : Graptolites : *Cryptograptus tricornis* (Carruthers)
Didymograptus sp
Pseudoclimacograptus angulatus (Bulman)
Âge : Zone à *G. teretiusculus*

* Localité 4 : Rivière Port-Daniel du Milieu ; bloc de siltstone calcareux, 349200m, 5341400mN. (GDB 83). (identification par G. Nowlan, 1985).
Fossiles : Conodontes : *Periodon flabellum* (Lindström)
Protopanderodus sp
Âge : *Arenig moyen à supérieur (Whiterockien)*

3) FORMATION DE DUBUC :

* Localité 5 : Petite rivière Port-Daniel ; grès fin micacé, 350175mE, 5337800mN. (GDB 265). (identification par J. Riva, 1983).
Fossiles : Graptolites : *Pseudoclimacograptus* sp.
Ptilograptus sp.
Didymograptus (une branche).
Âge : Zone à *G. teretiusculus* à la base de la zone à *N. gracilis*

* Localité 6 : Ruisseau à Dubuc ; grès fin micacé, 347850mE, 5340550mN. (GDB 134E et 135F). (identification par J. Riva, 1983).
Fossiles : Céphalopodes
Gastéropodes
Brachiopodes inarticulés :
Dicellograptus sextans (Hall)
Glyptograptus cf. *euglyphus*
Nemagraptus surcularis (Hall)
Dicellograptus sp.
Âge : base de la Zone à *N. gracilis*

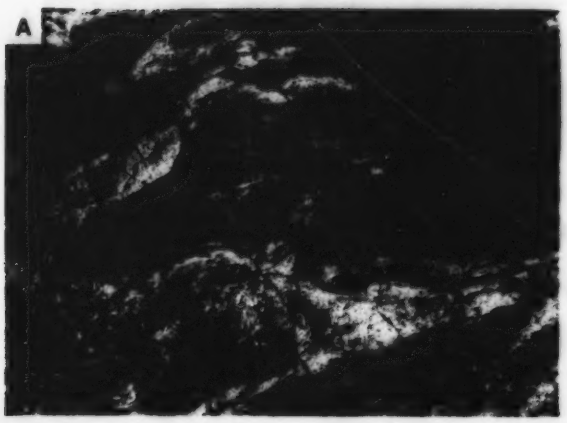
* Localité 7	: Petite rivière Port-Daniel ; pont de Clemville ; grès fin micacé ; 350500mE, 5338125mN. (identification par J. Riva, 1983).
Fossiles	: Brachiopodes inarticulés : *Glyptograptus teretiusculus* (Hisinger) *Ptilograptus* cf. *poictoi* Ruedemann *Dictyonema* sp.
Âge	: Zone à *G. teretiusculus* à la base de la zone à *N. gracilis*
* Localité 8	: Petite rivière Port-Daniel ; sommet calcareux d'un banc de grès, 350650mE, 5338250mN. (GBD 269). (identification par G. Nowlan, 1985).
Fossiles	: Conodontes : (65 spécimens relativement bien préservés) : *Belodina* sp. *Drepanodus* sp. aff. «*Microzarkodina*» *marathonensis* (Bradshaw) *Microzarkodina* n. sp. *Panderodus gracilis* (Branson & Mehl), *Panderodus* sp. *Periodon aculeatus* Hadding *Protopanderodus* cf. *P. cooperi* (Sweet & Bergstrom) *Pseudooneotodus* cf. *P. mitratus* (Moskalenko) *Pygodus* cf. *P. anserinus* Lamont & Lindström *Scabbardella* cf. *S. altipes* (Henningsmoen) *Strachanognathus parva* Rhodes *Wallserodus nakholmensis* (Hamar)
Âge	: Llandeilien (probablement)

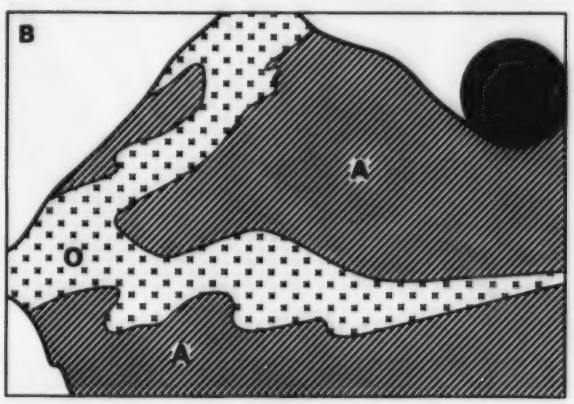
N.B. : Pour la liste complète des graptolites de la Formation de Dubuc, se référer au résumé suivant : Âge et stratigraphie du Groupe de Mictaw, Gaspésie (De Broucker et Riva, 1985).

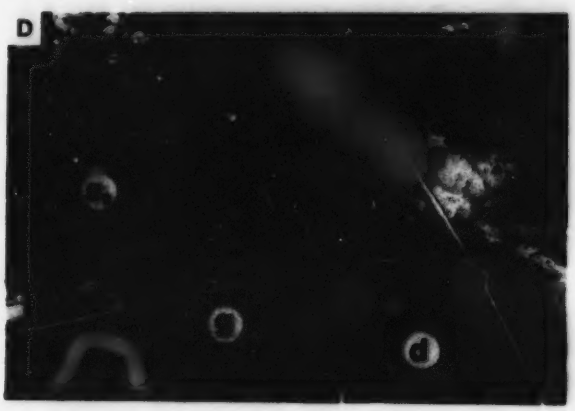
Annexe 12

Planche 1

SOCLE GRENVILLIEN (unité 1) ET GROUPE DE MAQUEREAU (unité 2) (Lithologies)







A – Affleurement de socle grenvillien (unité 1). Amphibolite foliée, injectée par un orthogneiss granodioritique. Localisation : sur le flanc de la colline, à 100 m au sud du ruisseau (loc. 1) qui traverse le copeau de socle.

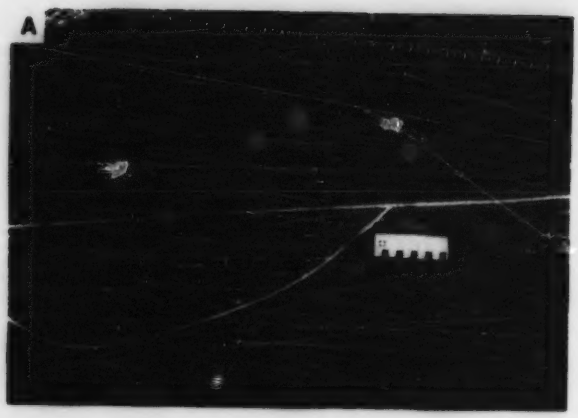
B – Dessin schématique de la photo A. (A = amphibolite, O = orthogneiss). Diamètre du couvre-objectif = 5 cm.

C – Groupe de Maquereau. Conglomérat polygénique (unité 2d) à fragments arrondis, principalement de roches granitiques, dérivant du socle grenvillien.

D – Groupe de Maquereau. Dyke de basalte tholéiitique (d) orienté N050° – 60°SE (unité 2b), recoupant les grès (g) de l'unité 2a (S_O:N294° – 30°NE). Rivière du Grand Pabos Ouest, loc. 2.

Planche 2

GROUPE DE MAQUEREAU (unité 2)
(Lithologies)



A – Stratification oblique (chenal) dans les grès feldspathiques microconglomératiques du Groupe de Maquereau (unité 2a). Rivière du Grand Pabos Ouest, loc. 2.

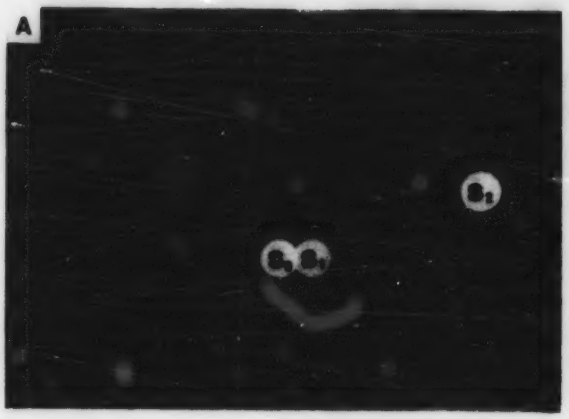
B – Bancs massifs de grès feldspathiques du faciès de Newport (unité 2c). Rivière du Grand Pabos Ouest, (357550mE, 5353050mN).

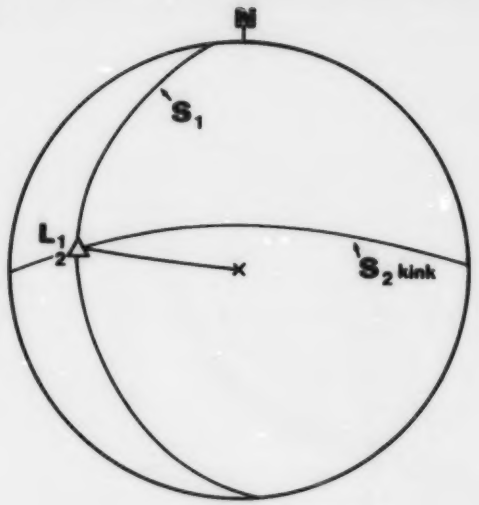
C – Grès fin laminé, gris-vert (unité 2a). Rivière du Grand Pabos Ouest, (357500mE, 5353200mN).

D – Grès vert à feldpaths roses du Groupe de Maquereau (unité 2a), déformé aux abords de la Faille de la rivière Port-Daniel. Remobilisation quartzo-feldspathique lit par lit due au métamorphisme. Rivière Port-Daniel, (352925mE, 5347350mN).

Planche 3

GROUPE DE MAQUEREAU (unité 2)
(Structure)





A – Clivage S_1 parallèle à la stratification So, repris par un clivage de pression-solution S_2, développant des microlitons. Grès vert à feldspaths roses (unité 2a). Rivière Port-Daniel, (352925mE, 5347350mN).

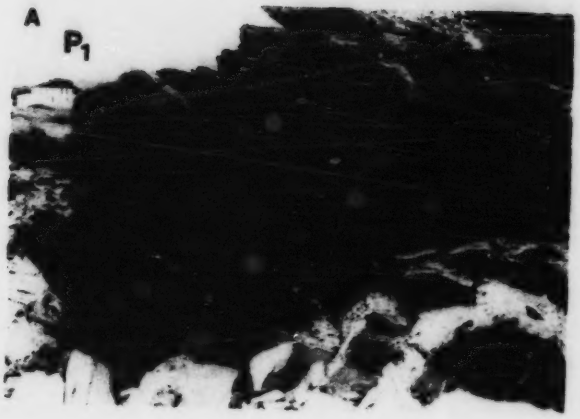
B – Schéma d'un bloc subautochtone de siltstone rubané vert et violet (unité 2e), montrant un pli P_1 et un clivage S_1 repris par un clivage de crénulation S_2.

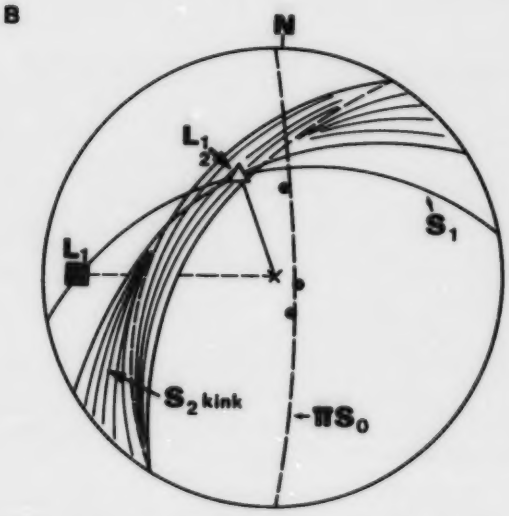
C – Clivage S_1 repris par des kinks (k) associés (?) au clivage S_2. Grès fins et siltstones rubanés gris-vert (unité 2a). Chemin au nord du ruisseau des Pins : (352800mE, 5353900mN).

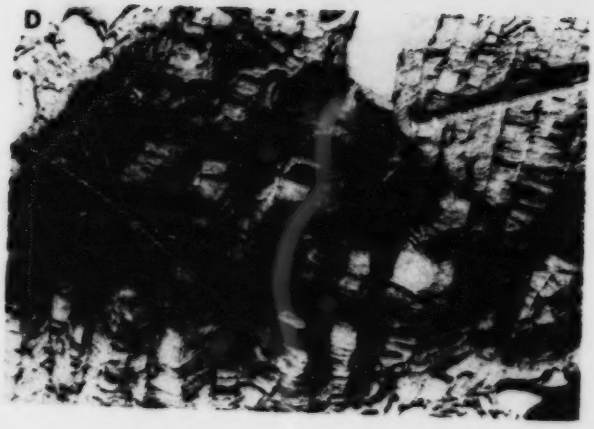
D – Projection stéréographique des éléments structuraux de la photo C.

Planche 4

GROUPE DE MAQUEREAU (unité 2)
(Structure)







A – Anticlinal P_1 déjeté vers le sud et clivage axial S_1 associé. Le clivage S_1 est repris par des bandes de kinks S_2 (photo C). Localisation : Anse à Blondel-nord.

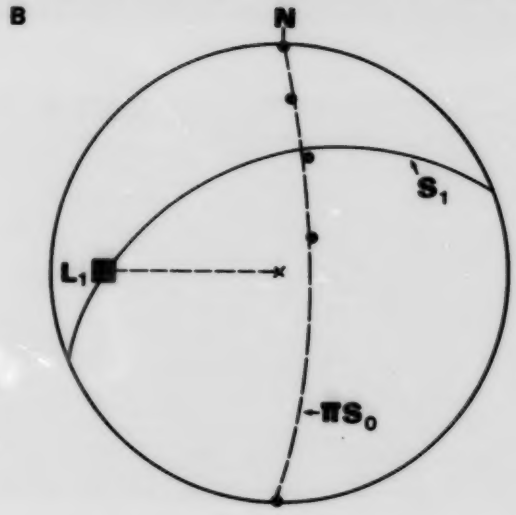
B – Projection stéréographique des éléments structuraux des photos A et C. Cercle plein : pôle de S_0 en polarité sédimentaire normale.

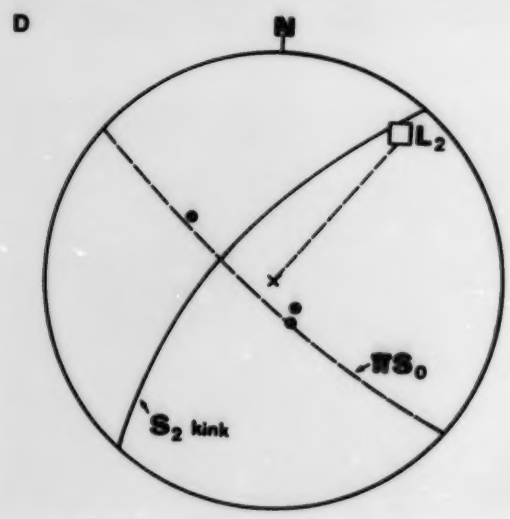
C – Clivage S_1 déformé par les bandes de kink S_2. Localisation : sur le pli de la photo 4A, 2 mètres en arrière du plan de la photo.

D – Bandes de kinks S_2 de direction N190°–67°NW déformant le clivage S_1. Localisation : partie sud de l'anse à Blondel.

Planche 5

GROUPE DE MAQUEREAU (unité 2)
(Structure)





A – Synclinal P_1 déversé vers le sud et clivage S_1 associé. Pli semblable formé par applatissement : l'épaisseur des strates mesurée le long du clivage demeure constante, mais l'épaisseur orthogonale augmente. Phare de l'anse aux Canards, pointe du Grand Pabos (sud).

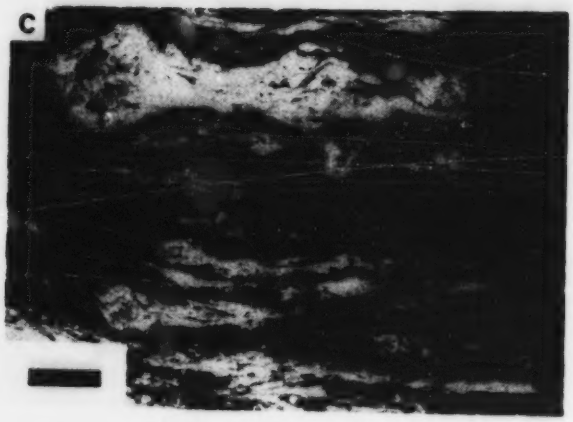
B – Projection stéréographique des éléments structuraux de la photo A. Cercle plein : pôle de S_0 en polarité sédimentaire normale.

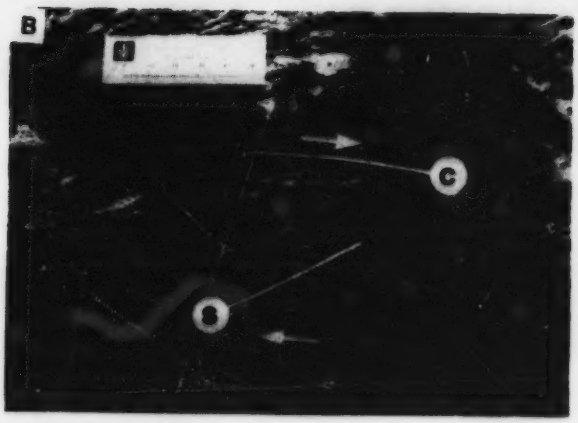
C – Pli P_2 déjeté vers le SE associé au clivage S_2 (bandes de kinks). Partie nord de l'anse à Blondel, à 20 m du pli représenté sur la photo 4A.

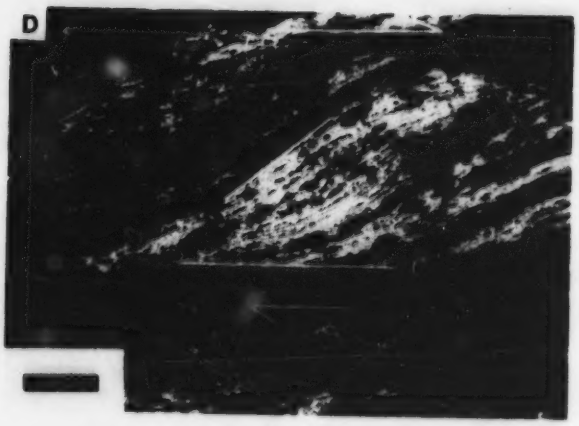
D – Projection stéréographique des éléments structuraux de la photo C. Cercle plein : pôle de S_0 en polarité sédimentaire normale.

Planche 6

STRUCTURES ASSOCIÉES À LA FAILLE DE LA RIVIÈRE PORT-DANIEL







A – Microplissement dextre, en « Z », associé à la Faille de la rivière Port-Daniel. Rivière Port-Daniel : (352500mE, 5347700mN).

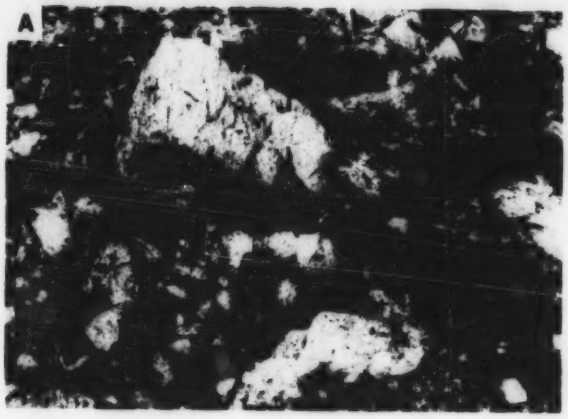
B – Fabrique C-S dans les schistes à séricite-chlorite de la Faille de la rivière Port-Daniel ; mouvement dextre. Rivière Port-Daniel (352900mE, 5346900mN).

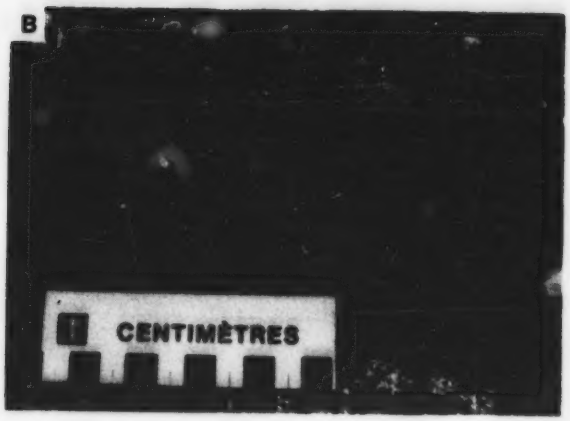
C – Photomicrographie d'un métagrès feldspathique mylonitisé du Groupe de Maquereau, au contact avec le copeau de socle grenvillien. Affleurement localisé dans le ruisseau qui draine ce copeau de socle (351450mE, 5355350mN). Lumière naturelle ; le trait noir représente 0,5 mm.

D – Photomicrographie d'un schiste à séricite-chlorite cisaillé (phyllonite) dans la Faille de la rivière Port-Daniel. Fabrique C-S indiquant un mouvement dextre. Affleurement localisé sur la côte, à 300 m au nord du chalet d'accueil de la réserve de Port-Daniel. Lumière polarisée. Le trait noir représente 0,5 mm.

Planche 7

BRÈCHES TECTONIQUES DU GROUPE DE MAQUEREAU (unité 2f) (Mésostructures)





A – Brèche tectonique essentiellement monogénique à fragments de métagrès à feldspaths roses du Groupe de Maquereau (unité 2f). 1,5 km au nord du camp Honey-Moon.

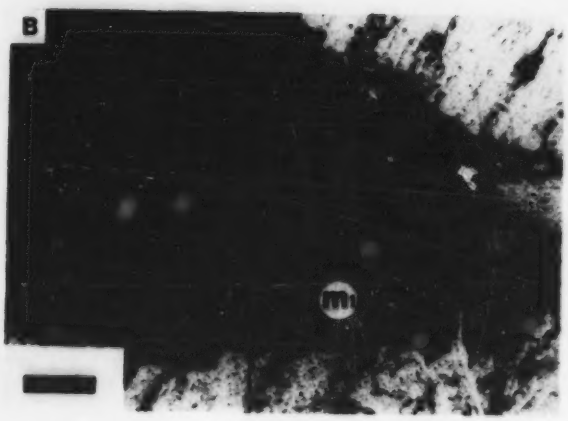
B – Fragment typique de métagrès mylonitisé à feldspaths roses du Groupe de Maquereau (unité 2a). Rivière Port-Daniel, à 100 m au nord du camp Honey-Moon.

C – Fragment bréchique dans la brèche tectonique (unité 2 f). Rivière Port-Daniel, à 100 m au nord du camp Honey-Moon.

D – Fragments de gneiss granitique du socle grenvillien dans la brèche. Rivière Port-Daniel, au camp Honey-Moon.

Planche 8

BRÈCHES TECTONIQUES DU GROUPE DE MAQUEREAU (unité 2f) (Mésostructures)



A – Photomicrographie d'une brèche tectonique à fragments d'ultramylonite. À 1,2 km à l'ouest du lac Rong, au nord du camp Honey-Moon. Lumière naturelle.

B – Photomicrographie de la matrice de la brèche tectonique (M1), de composition identique aux fragments. À 900 m à l'ouest du lac Rong, au nord du camp Honey-Moon. Lumière naturelle.

C – Photomicrographie de la matrice (M2) de mudstone rouge dans la brèche sédimentée au sein du Mélange de la rivière Port-Daniel. Rivière Port-Daniel, au camp Honey-Moon. Lumière naturelle.

D – Photomicrographie de la matrice (M3) de mudstone vert dans la brèche sédimentée au sein du Groupe de Mictaw. Rivière Port-Daniel à 1,4 km à l'ouest du lac Rond (loc. 4 ; annexe 1). Lumière naturelle.

Planche 9

BRÈCHE DU MAQUEREAU (unité 2f)
MÉLANGE OPHIOLITIQUE DE NADEAU (unité 3)

A – Brèche (br) à fragments de grès déformés du Groupe de Maquereau (unité 2f), interstratifiée dans les mudstones cherteux rouges (m) du Mélange de la rivière Port-Daniel (unité 4). Rivière Port-Daniel, à 100 m au nord du camp Honey-Moon.

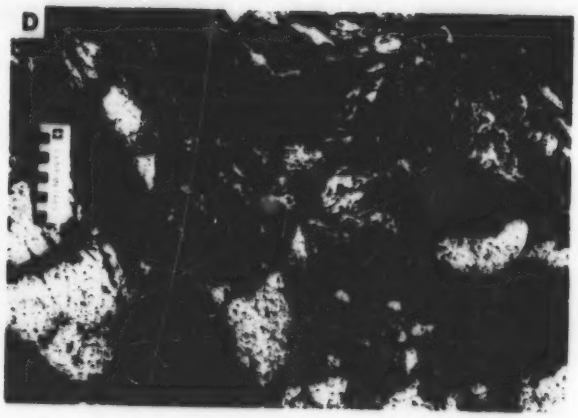
B – Brèche (br) à fragments de grès déformés du Groupe de Maquereau (unité 2f), interstratifiée dans les grès et les shales de la Formation de Neckwick (unité 5). Rivière Port-Daniel (loc. 4 ; annexe 1).

C – Vue aérienne de la partie SW du Mélange ophiolitique de Nadeau (unité 3). Blocs de granite (g), de granodiorite (go) et de métagrès-amphibolite (mg-a) – bloc du mont Castle – dans une matrice de péridotite tectonique serpentinisée (s).

D – Bloc arrondi de métagranodiorite (go) dans une matrice de serpentinite schisteuse (s). Mélange ophiolitique de Nadeau. Localisation : 349150mE, 5354075mN.

Planche 10

MÉLANGE OPHIOLITIQUE DE NADEAU (unité 3)
(Lithologies)



A – Amphibolite foliée et bréchique dans un bloc hectométrique (« bloc du mont Castle ») du Mélange ophiolitique de Nadeau. Localisation : mont Castle, 347550mE, 5353000mN.

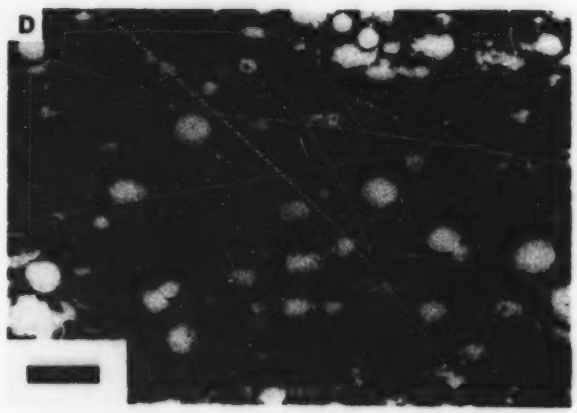
B – Horizon feldspathique au contact entre l'amphibolite (en haut) et le métagrès tufacé (en bas), dans le bloc du mont Castle. Mélange ophiolitique de Nadeau. Même localisation que la photo 10A.

C – Métagrès précambrien tufacé, à feldspaths blancs provenant du bloc hectométrique du mont Castle, dans le Mélange ophiolitique de Nadeau. Échantillon daté (D sur la carte 2039A) contenant des zircons de 1,4 à 1,8 milliards d'années. Même localisation que la photo 10A.

D – Blocs de péridotite tectonique au sein de la serpentinite schisteuse dans le Mélange ophiolitique de Nadeau. Localisation : 348300 mE, 5354100 mN.

Planche 11

MÉLANGE DE LA RIVIÈRE PORT-DANIEL (unité 4)
(Lithologies)



A – Métagrès bréchique à quartz bleu au contact SE du Mélange ophiolitique de Nadeau. Rivière Port-Daniel (349050mE, 5353650mN).

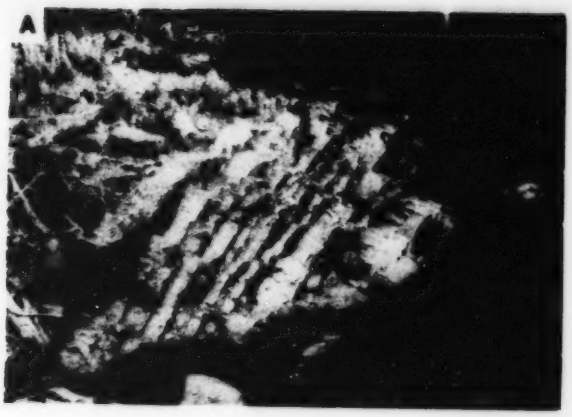
B – Métagrès cataclastique, bréchique, en blocs dans le Mélange de la rivière Port-Daniel. Rivière Port-Daniel (loc. 12).

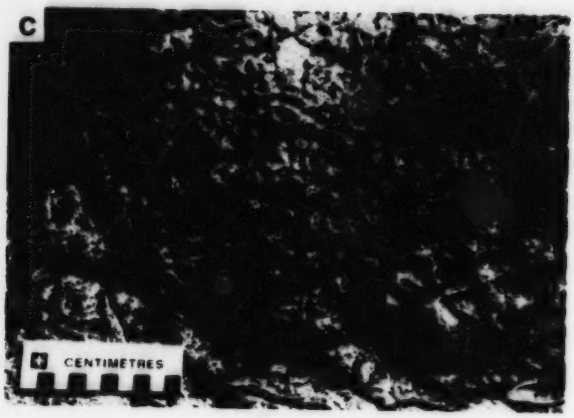
C – Brèche de péridotite tectonique (ophicalcite) ; bloc métrique dans le Mélange de la rivière Port-Daniel. Localisation : rivière Port-Daniel (351600mE, 5348950mN).

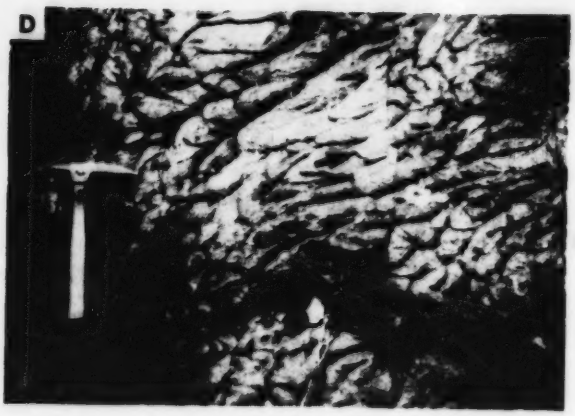
D – Photomicrographie d'une radiolarite interstratifiée avec la brèche du Groupe de Maquereau. Localisation : rivière Port-Daniel (351400mE, 5349250mN). Lumière naturelle. Le trait noir représente 0,5 mm.

Planche 12

FORMATION DE NECKWICK (unité 5)
(Lithologies)







A – Séquence rythmique de grès et de shale dans la Formation de Neckwick. Ruisseau Neckwick (349900mE, 5342950mN).

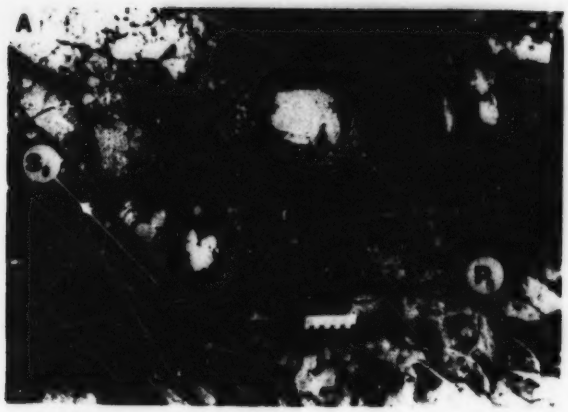
B – Empreintes de charge à la base d'un banc de grès renversé de la Formation de Neckwick. Ruisseau Neckwick (349550mE, 5342250mN).

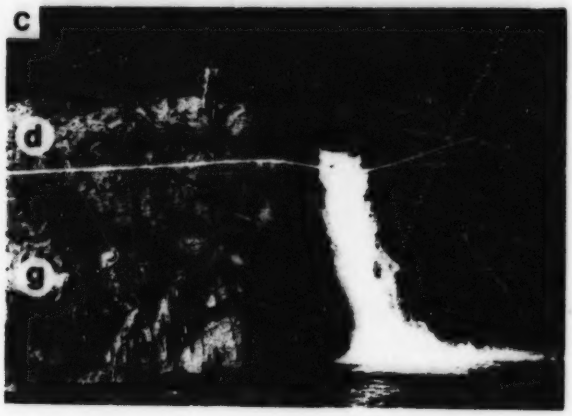
C – Traces fossiles à la base d'un banc de grès de la Formation de Neckwick. Ruisseau Neckwick, 60 m à l'ouest de la photo B.

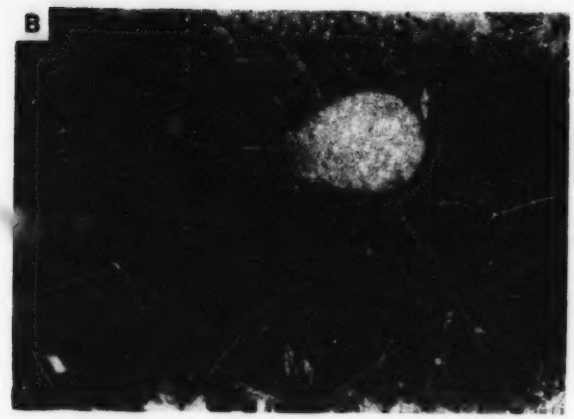
D – Plusieurs flûtes à la base d'un banc de grès de la Formation de Neckwick. Le paléocourant est dirigé vers la droite de la photo. Localisation : 349500mE, 5346200mN.

Planche 13

FORMATION DE NECKWICK (unité 5)
(Lithologies)







A – Plissement synsédimentaire Po (slumping) dans les grès et shales de la Formation de Neckwick. Rivière Port-Daniel (350300mE, 5351100mN).

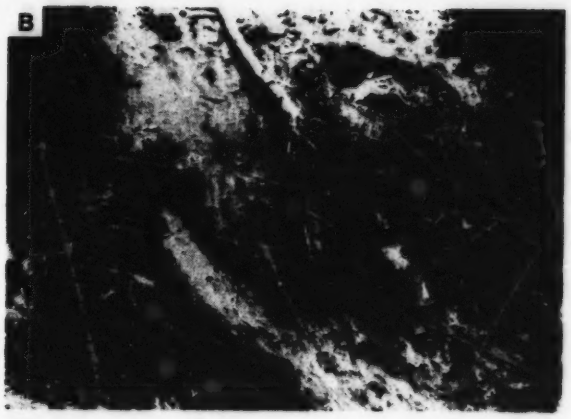
B – Concrétions diagénétiques, riches en calcite, dans les grès de la Formation de Necwick. Ruisseau Neckwick.

C – Filon-couche de diabase (d) injecté dans les grès massifs (g) de la Formation de Neckwick. Ruisseau de la Grande Fourche (350700mE, 5349700mN).

D – Banc de tuf acide (T) de 1m d'épaisseur, interstratifié avec les grès et les shales de la Formation de Neckwick. Ruisseau de la Grande Fourche (349950mE, 5350250mN).

Planche 14

MÉLANGE DE LA RIVIÈRE DU MILIEU (unité 6)
(Lithologies et structure)



A – Bloc de siltstone dolomitique dans une matrice déformée de mudshale vert et noir à clivage phacoïdal (unité 6a). Rivière Port-Daniel du Milieu (349125mE, 5341650mN).

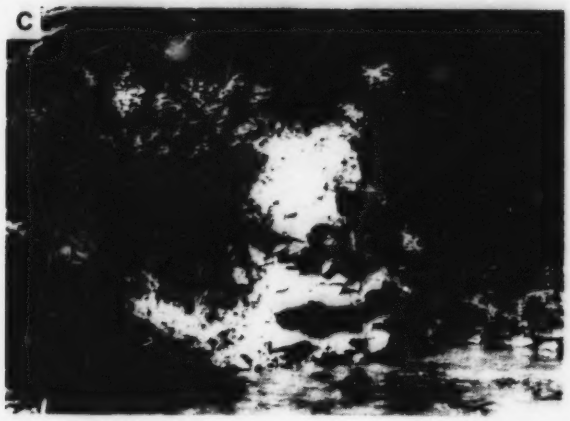
B – Bloc de grès lithique (identique aux grès de la Formation de Neckwick) dans une matrice déformée de mudshale vert et noir, à clivage phacoïdal (unité 6b). Rivière Port-Daniel du Milieu (346300mE, 5344250mN).

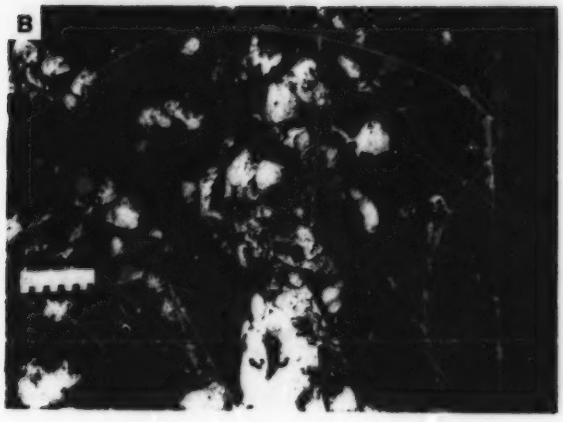
C – Mudshale rubané vert et noir de la matrice du Mélange de la rivière du Milieu. Rivière Port-Daniel du Milieu (348150mE, 5341800mN).

D – Pli isoclinal dans un mudshale rubané vert et noir ; matrice du Mélange de la rivière du Milieu. Rivière Port-Daniel du Milieu. Même localisation que la photo A.

Planche 15

MÉLANGE DE LA RIVIÈRE DU MILIEU (unité 6)
(Lithologies et structure)





A – Pli isoclinal d'un bloc de siltstone calcareux dans la matrice de shale vert et noir à clivage phacoïdal (unité 6a). Rivière Port-Daniel du Milieu. Même localisation que la photo 14 C.

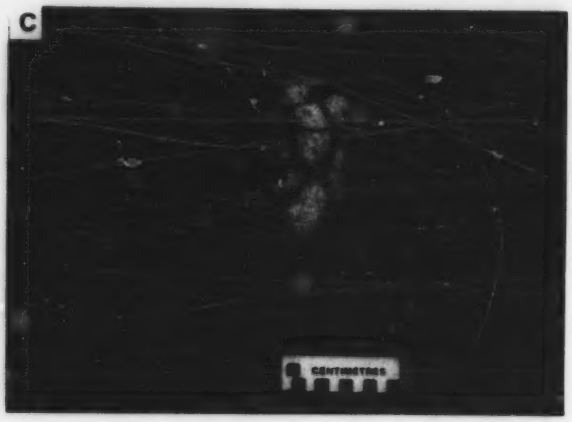
B – Bloc métrique de calcaire nodulaire dans le Mélange de la rivière du Milieu (unité 6a). Rivière Port-Daniel du Milieu (347325mE, 5343175mN).

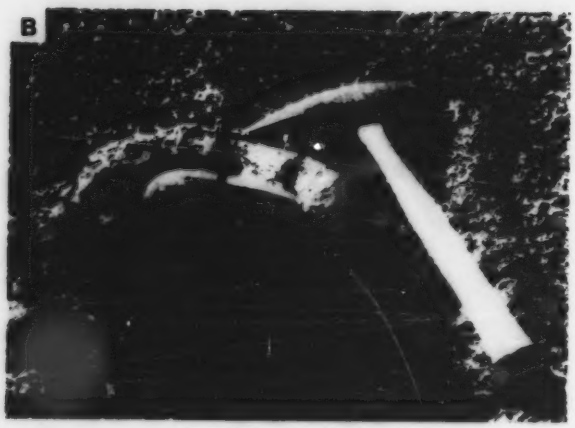
C – Bloc hectométrique au sein du Mélange de la Rivière du Milieu, comprenant une séquence stratifiée de grès lithique et de shale identiques aux grès et shales de la Formation de Neckwick (unité 6b). Rivière Port-Daniel du Milieu (347450mE, 5342950mN).

D – Différents habitus cristallins de nodules de pyrite dans la matrice de mudshale rubané vert et noir du Mélange de la rivière du Milieu. Rivière Port-Daniel du Milieu.

Planche 16

FORMATION DE DUBUC (unité 7)
MEMBRE DE LA RIVIÈRE DU MILIEU
(Lithologies)





A – Affleurement de shale gris, fissile, contenant des concrétions calcaires (septaria) alignées dans le plan de stratification. Rivière Port-Daniel du Milieu ; coupe 6B, figure 23A.

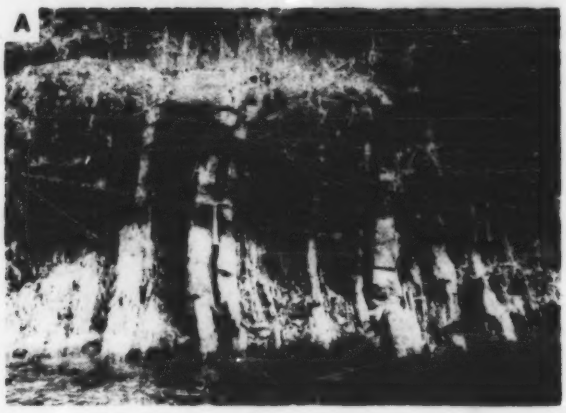
B – Concrétion calcaire (septaria) entourée d'une gangue de calcite prismatique à structure « cone-in-cone ». Même localisation que la photo 16A.

C – Structure externe et interne d'une septaria. Noter le débit polygonal des cloisons (septum) remplies de calcite blanche. Localisation : ruisseau à Dubuc et rivière Port-Daniel du Milieu.

D – Microphotographie de la gangue de calcite prismatique à structure « cone-in-cone ». De minces films d'argile soulignent les cônes. L'apex des cônes est situé vers le centre des septaria. Lumière naturelle. Le trait noir représente 1mm.

Planche 17

FORMATION DE DUBUC (unité 7)
MEMBRE DU PONT DE CLEMVILLE
(Lithologies)



A – Affleurement typique du Membre du pont de Clemville ; alternance rythmique de grès quartzeux d'épaisseur décimétrique avec des shales micacés. Petite rivière Port-Daniel, à 30 m à l'ouest du pont de Clemville.

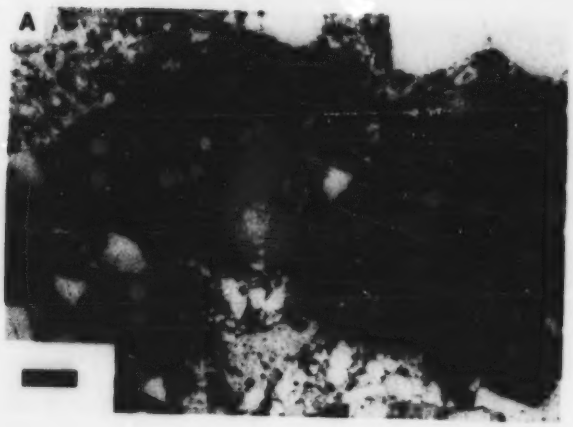
B – Détail de la séquence grès-shale du membre du pont de Clemville montrant le sommet des bancs de grès riche en carbonate (c). Le sommet du banc de grès (c) portant le couvre-objectif a fourni une faune importante de conodontes (annexe 11). Même localisation que la photo C.

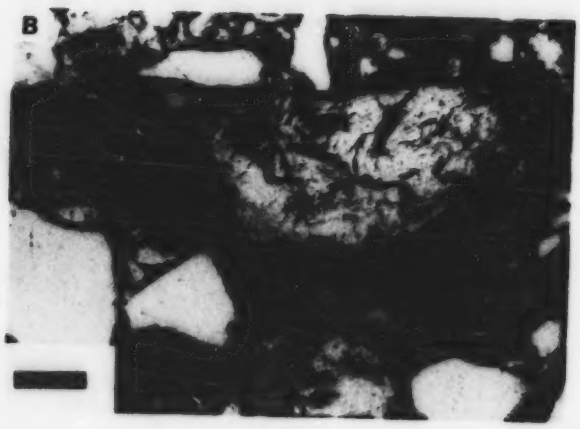
C – Conglomérat très grossier (« débris flow ») entaillant la séquence rythmique indiquée à la photo A. Au centre de la photo : un bloc de 70 cm de largeur de siltstone dolomitique à lamines entrecroisées qui proviendraient du Mélange de la rivière du Milieu sous-jacent. Petite rivière Port-Daniel, à 150 m au NE du pont de Clemville.

D – Banc de conglomérat calcaire de 20 cm d'épaisseur, interstratifié dans les grès et shale de la Formation de Dubuc. Ruisseau à Dubuc (347850mE, 5340550mN).

Planche 18

PHOTOMICROGRAPHIES DE LA FORMATION DE NECKWICK (unité 5)





A – Photomicrographie de fragments volcaniques porphyriques dans un microconglomérat de la Formation de Neckwick. Lumière naturelle ; le trait noir représente 1 mm.

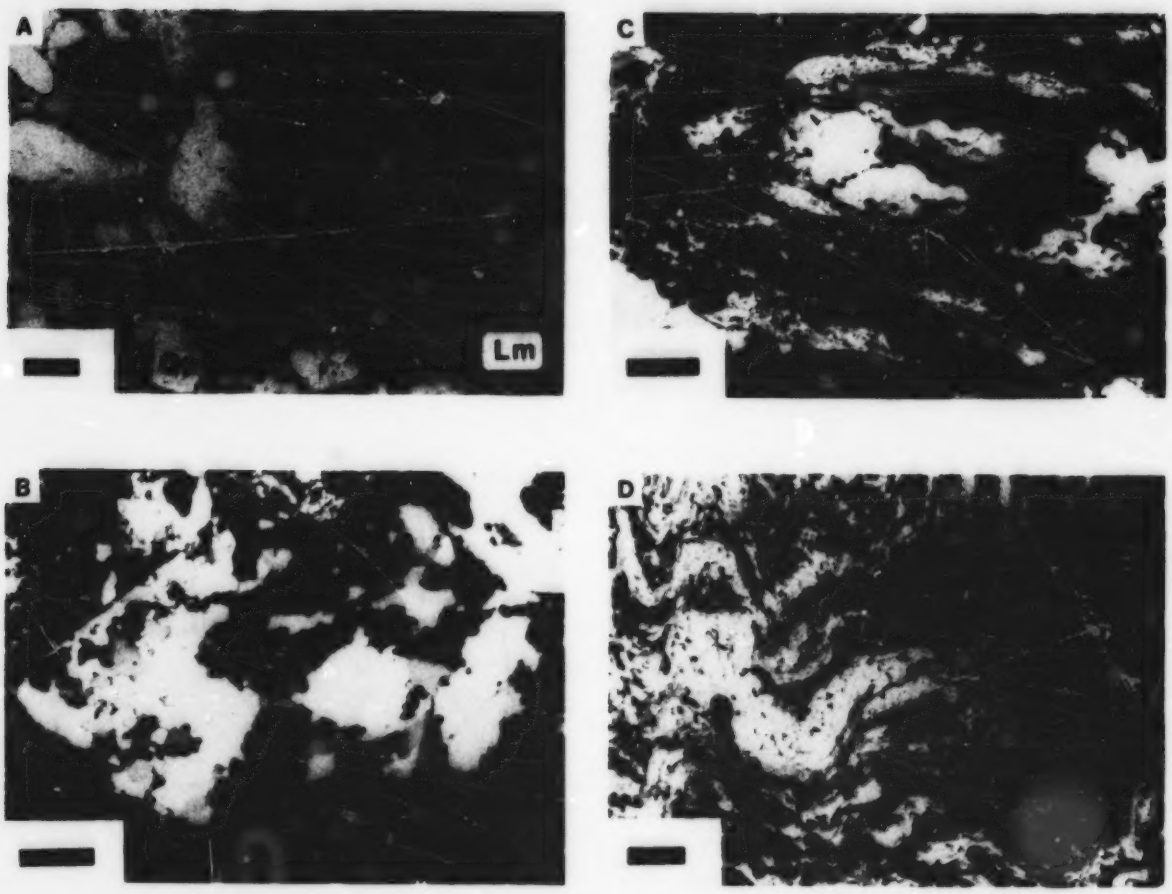
B – Photomicrographie d'un fragment de serpentinite dans un grès de la Formation de Neckwick. Lumière naturelle ; le trait noir représente 0,2 mm.

C – Photomicrographie d'un fragment volcanique acide dans un grès de la Formation de Neckwick. Texture fluidale ; microphénocristaux de quartz et feldspath ; matrice fluidale quartzo-feldspathique. Lumière naturelle ; le trait noir représente 0,5 mm.

D – Photomicrographie d'un tuf acide à texture vitroclastique (échardes de verre) ; celui-ci est interstratifié dans les grès et shale de la Formation de Neckwick. Ruisseau Grum (351150mE, 5343550mN). Lumière naturelle ; le trait noir représente 0,2 mm.

Planche 19

PHOTOMICROGRAPHIES DE LA FORMATION DE DUBUC (unité 7)



A – Photomicrographie d'une arénite lithique de la Formation de Dubuc. Fragments de quartz polycristallin (Qp) et fragment lithique métamorphique (Lm). Le tri est pauvre. Lumière naturelle ; le trait noir représente 1 mm.

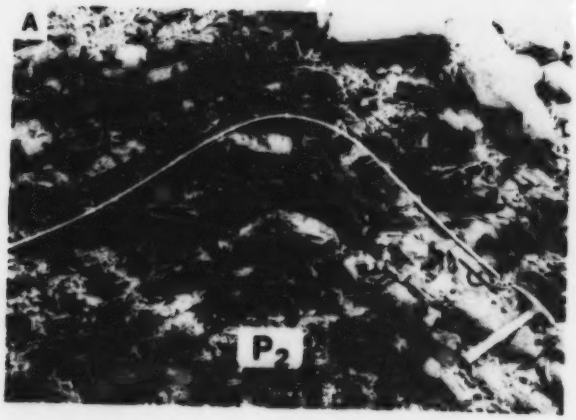
B – Photomicrographie de quartz métamorphique polycristallin à texture en mosaïque, typique des arénites lithiques de la Formation de Dubuc. Lumière polarisée ; le trait noir représente 0,5 mm.

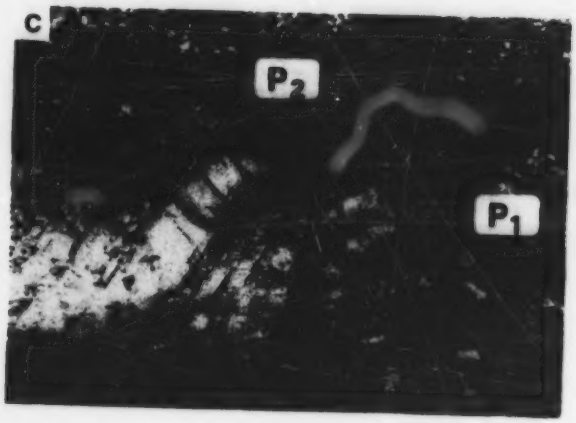
C – Photomicrographie d'un fragment de schiste métamorphique à quartz-biotite-muscovite-séricite dans une arénite lithique de la Formation de Dubuc. Lumière polarisée ; le trait noir représente 0,2 mm.

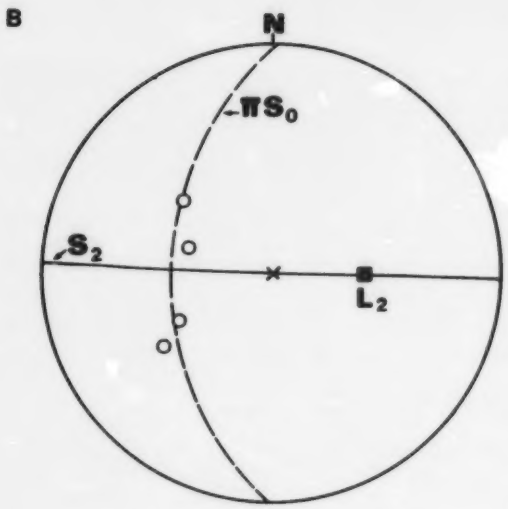
D – Photomicrographie d'un fragment de schiste métamorphique à biotite-sillimanite-grenat dans un conglomérat de la Formation de Dubuc. Les grenats sont entourés d'un trait foncé. Lumière naturelle ; le trait noir représente 1 mm.

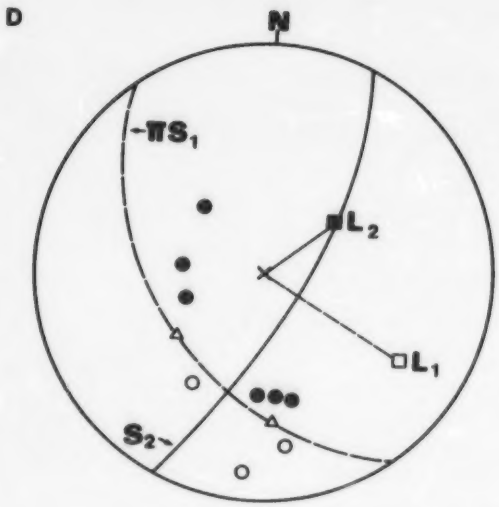
Planche 20

PLIS P_1 ET P_2 DANS LA FORMATION DE NECKWICK









A – Pli P_2 de type synclinal antiforme dans les grès fins et les shales du Neckwick, en polarité sédimentaire inverse (la pointe du marteau indique la base d'un banc de grès). Domaine structural no. 3, ruisseau Neckwick (loc. 27).

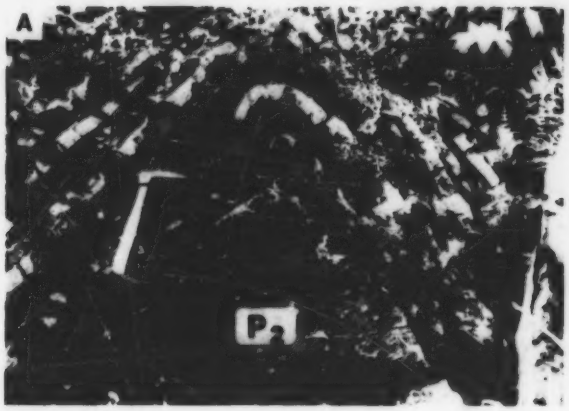
B – Projection stéréographique des éléments structuraux de la photo A. ○ = pôle de S_0 en polarité inverse. ■ = axe de pli P_2 (L2).

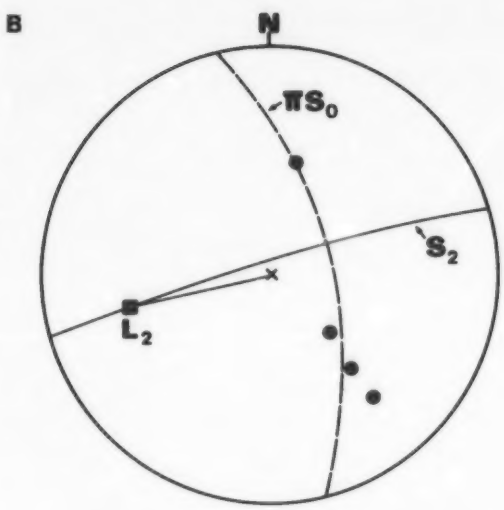
C – Pli P_1 (anticlinal déversé vers le SW) repris par un pli P_2 (anticlinal). Le flanc normal de P_1 devient un anticlinal, et le flanc inverse de P_1 devient un synclinal antiforme. Domaine structural no. 3, ruisseau Neckwick (loc. 28).

D – Projection stéréographique des éléments structuraux de la photo C. ● = pôle de S_0 en polarité normale, ○ = pôle de S_0 en polarité inverse, △ = pôle de S_1, □ = axe de pli P_1 (L1), ■ = axe de pli P_2 (L2).

Planche 21

PLIS P_2 ET P_3 DANS LE GROUPE DE CHALEURS





A – Pli P_2 de type anticlinal symétrique dans la Formation de Clemville. Domaine structural no. 7, rivière Port-Daniel du Milieu (loc. 29).

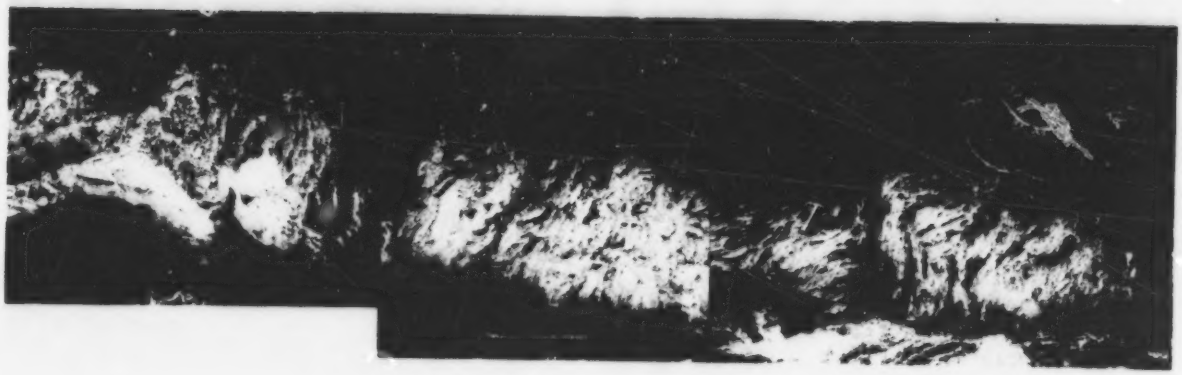
B – Projection stéréographique des éléments structuraux de la photo A. ● = pole de S_0 en polarité normale. ■ = axe de pli P_2 (L2).

C – Plis en chevron (P_3) dans les calcaires clivés de la Formation de La Vieille. Rivière Port-Daniel, au contact nord avec le Mélange ophiolitique de Nadeau (348450mE, 5354200mN).

D – Transposition de la stratification S_0 (soulignée par l'alignement des nodules) par le clivage de flux S_2 dans la Formation de l'anse à Pierre Loiselle. Ruisseau Nadeau (347100mE, 5353750mN).

Planche 22

FAILLE ACADIENNE



Faille inverse acadienne de direction N 220°/50° à 70°NW affectant les Formations de l'anse à Pierre-Loiselle et de La Vieille. Ruisseau Nadeau, (345250mE, 5353600mN).

Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Direction générale de l'Exploration géologique et minérale

MAPS
NOT
FILMED

CARTES
OMISES